

ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ГЕОЭКОЛОГИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ



Материалы XX российской конференции молодых ученых,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца

ПЕТРОЗАВОДСК
2009

УЧЕРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ ПетрГУ
КАФЕДРА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
СОВЕТ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ И СПЕЦИАЛИСТОВ
РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ

ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ГЕОЭКОЛОГИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Материалы XX российской конференции молодых ученых,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца

ПЕТРОЗАВОДСК
2009

Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России. Материалы XX российской конференции молодых ученых, посвященной памяти. К.О. Кратца. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2009, с. 192.

В сборник вошли материалы XX российской конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР проф. К.О. Кратца "Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России" (12 - 15 октября 2009 г., г. Петрозаводск), представленные молодыми учеными из академических, учебных и производственных организаций России, Беларуси и Украины из городов Москва, Санкт-Петербург, Апатиты, Киев, Петрозаводск, Минск, Новосибирск, Иркутск, Черногловка, Сыктывкар, Владивосток, Владикавказ, Воронеж и др. Сборник состоит из пяти тематических частей – геология и полезные ископаемые, петрология, геохимия и геохронология, минералогия и кристаллография, геофизические и петрофизические исследования, геоэкология и мониторинг окружающей среды. Большинство статей не только посвящено решению частных региональных проблем, но также имеет общенаучное и прикладное значение.

Конференция проводится при финансовой поддержке:

Президиума РАН – программа «Поддержка деятельности институтов РАН по привлечению талантливой молодежи к научной работе»,
Российского фонда фундаментальных исследований, проект 09-05-06816 моб-г,
Совета молодых ученых и специалистов Республики Карелия.

Члены редколлегии: д.г.-м.н. Светов С.А., к.г.-м.н. Степанова А.В., Нестерова Н.С.

Материалы конференции отпечатаны в авторской редакции

Оргкомитет конференции:

Председатель: д.г.-м.н., директор ИГ КарНЦ РАН Щипцов В.В. (Петрозаводск)

Зам. председателя: д.г.-м.н., зам. директора ИГ КарНЦ РАН Светов С.А. (Петрозаводск)

Члены оргкомитета: д.г.-м.н., зам. директора ИГТД РАН Балтыбаев Ш.К. (Санкт-Петербург)

д.г.-м.н., директор ИГТД РАН Вревский А.Б. (Санкт-Петербург)

д.г.-м.н., директор ГИ КНЦ РАН Войтеховский Ю.Л. (Апатиты)

проф., чл.-корр. РАН, геол. факультет СПбГУ Глебовицкий В.А. (Санкт-Петербург)

к.г.-м.н. учёный секретарь ГИ КНЦ РАН Мокрушин А.В. (Апатиты)

академик РАН, ГИ КНЦ РАН Митрофанов Ф.П. (Апатиты)

к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск Степанова А.В. (Петрозаводск)

к.г.-м.н., директор ФГУП «Минерал» Филиппов Н.Б. (Санкт-Петербург)

академик РАН, ГИ Коми НЦ РАН Юшкин Н.П. (Сыктывкар)

Секретарь Оргкомитета: Нестерова Н.С. (Петрозаводск)

ISBN 978-597274-0384-4



Кауко Оттович Кратц
(1914-1983)

НАШ КАУКО КРАТЦ

Кауко Оттович Кратц – заслуженный деятель науки Карельской АССР, лауреат Государственной премии СССР и премии АН СССР имени А.П.Карпинского, кавалер двух орденов Трудового Красного Знамени, член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук.

16 июня 2004 года в Петрозаводске в день 90-летия со дня рождения Кауко Оттовича Кратца на здании Института геологии была открыта мемориальная доска в знак признания выдающихся заслуг геолога в исследовании геологии докембрия. В конференц-зале Карельского научного центра в этот же состоялось совместное заседание Президиума Карельского научного центра РАН, Ученого совета Института геологии, Карельского отделения Российского минералогического общества и Регионального петрографического совета по Северо-Западу России, посвященное этой памятной дате. На заседании выступили с докладами о жизни и научно-организационной деятельности К.О. Кратца директор Геологического института Кольского НЦ РАН, академик Ф.Митрофанов, директор Института геологии и геохронологии РАН, член-корреспондент В.Глебовицкий и директор Института геологии Карельского научного центра РАН, докт. геол.-минер.наук, проф. ПетрГУ В.Щипцов.



Кауко Оттович Кратц родился 16 июня 1914 года в семье рабочего-плотника в г.Седбери, Канада. В Седбери он окончил Горно-техническое училище.

Родители эмигрировали в 1906 году из Финляндии в Канаду, а в 1932 году переехали в СССР и получили советское гражданство.

С 1932 г. по 1934 г. он работал в г.Петрозаводске, сначала преподавателем в строительном техникуме, а затем техником-конструктором на авторемонтном заводе. В 1934 г. поступил учиться на геолого-почвенно-географический факультет Ленинградского государственного университета, который окончил в 1939 году по специальности «геохимия». С 1939 г. по 1941 г. работал геологом в Ленинградском геологическом управлении участвовал в геологической съемке на Кольском полуострове. В 1941 г. Кратц был призван на военную службу в Истребительные части УНКВД г.Ленинграда. Весной

1942 г. по состоянию здоровья был демобилизован и по выходу из госпиталя эвакуировался в г.Иркутск. Там работал в Сибгеолнерудтрест'е и занимался геологической съемкой районов слюдяных месторождений Восточной Сибири (Бирюсинские и Мамско-Витимские). В 1946 году Кауко Кратц поступил в аспирантуру и одновременно работал в Карельском филиале АН СССР. Аспирантуру окончил в 1949 году и защитил диссертацию.

В Карельском филиале вел тематические исследования: с 1946 г. по 1949 г. по геологии и петрологии основных пород южной Карелии, а с 1948 г. по 1957 г. по стратиграфии и тектонике протерозоя Карелии, определенный период руководил отделом региональной геологии. В то же время с 1949 г. по 1958 г. в Петрозаводском государственном университете читал курсы по общей петрографии, физико-химическим основам петрографии, структурной геологии и учению о геологических формациях.

По поручению Северо-Западного геологического управления с 1952 г. по 1960 г. был редактором подготовленных СЗГУ к изданию Государственных геологических карт масштаба 1:1000000 территории Карелии и Кольского полуострова, а затем тома XXXVII Геологии СССР (Карельская АССР). Кратц являлся главным редактором государственных геологических карт Карело-Кольской серии масштаба 1:200000.

Весной 1962 г. защитил докторскую диссертацию. С 1962 г. по 1966 г. работал директором Петрозаводского института геологии. С 1966г. до конца своих дней был директором Института геологии и геохронологии АН СССР (ранее ЛАГЕД) в Ленинграде. В 1982 году Президиум АН СССР присудил К.Кратцу премию имени А.П.Карпинского за серию работ по теме "Докембрийская земная кора материков, ее становление и эволюция".

До последних минут своей жизни, которая оборвалась 23 января 1983 г. в Ленинграде, Кауко Оттович сохранял оптимизм, работоспособность, жизнелюбие и трудолюбие. Похоронен К.О.Кратц в г.Петрозаводске на Сулажгорском кладбище.

К.О.Кратцу принадлежит огромная роль в развитии геологии докембрия. Вполне заслуженно он в числе группы специалистов удостоен Государственной премии СССР за реализацию крупнейшего советско-финляндского проекта по освоению Костомукшского железорудного месторождения. На протяжении 9 лет Кауко Кратц был сопредседателем советско-финляндской рабочей группы по научно-техническому сотрудничеству в области геологии. На этом фундаменте Институт геологии продолжает активные контакты с Геологической службой Финляндии, свидетельством чему является действующий долгосрочный Меморандум о сотрудничестве Геологической службы Финляндии и Института геологии.

В этом году вновь в Петрозаводске в стенах Института геологии, который он очень любил, проходит 20-ая очередная молодежная конференция по проблеме «Геология и геоэкология Северо-запада России», посвященная памяти Кауко Кратца. Эта конференция собрала много молодых геологов, любящих свое дело, одержимых наукой из различных уголков России и ближнего зарубежья.

Желаю молодому геологическому племени успехов в работе, открытий и находок в экспедициях, счастливых и радостных лет.

Директор Института геологии, проф.кафедры геологии и геофизики ПетрГУ
В.В.Щипцов

Геология и полезные ископаемые

ГРАНУЛОМЕТРИЯ ТЕКТОНИТОВ РАЙОНА С.ГРИДИНО

Бурдюх Е.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, burdukh@krc.karelia.ru

В настоящей работе термин «тектонит» используется для обозначения горных пород, испытавших дифференциальные немоллекулярные движения вещества, как сопровождавшиеся, так и не сопровождавшиеся перекристаллизацией (Геологический ..., 1978).

В районе с. Гридино развиты тектониты двух типов: эклогитсодержащий меланж и неоднократно деформированные и мигматизированные тоналито-гнейсы с включениями.

Гридинский эклогитсодержащий комплекс представляет собой тектоническую пластину, выходы которой в виде Гридинской зоны (рис.1) прослеживаются в прибрежной зоне Белого моря с СЗ (от губы Великой) на ЮВ (до о-вов Ивановы луды) примерно на 50 км при ширине 6-7 км и резко выделяющуюся среди распространенных к северо-востоку тоналитовых гнейсов и гетерогенного комплекса амфиболитов, тоналитовых и глиноземистых гнейсов на юго-западе, хотя характер взаимоотношения между ними остается недостаточно определенным (Володичев и др., 2004).

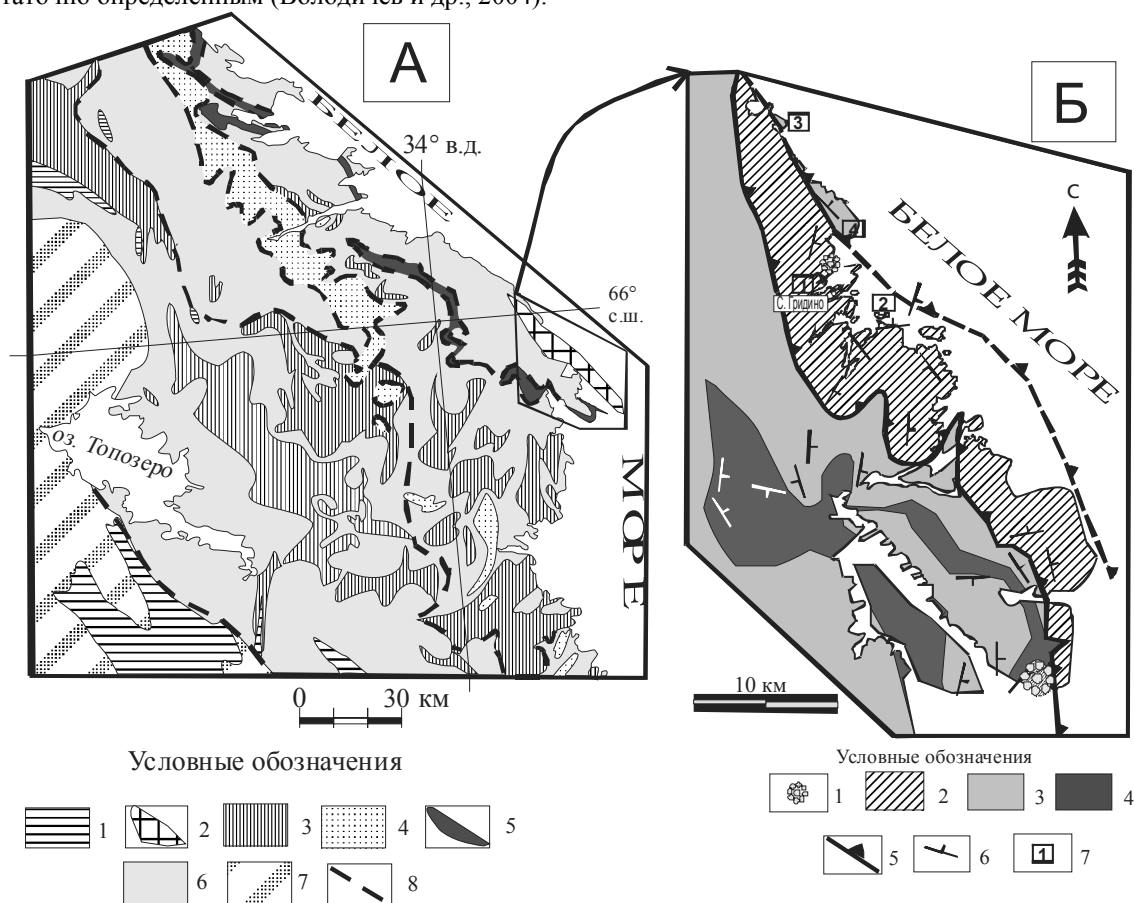


Рис. 1. Схема геологического строения Северной Карелии (А) и района с. Гридино (Б) (Слабунов, 2008 с упрощениями):

А: 1 - палеопротерозойские (2,5-1,92 млрд лет) супракrustальные образования; 2 - Гридинский неогархейский эклогитсодержащий комплекс; 3-5 - мезо- и неогархейские (2,9-2,78 млрд лет) супракrustальные комплексы: 3 - Керетьскозерский и Хизоваарский зеленокаменные, 4 - Чупинский парагнейсовый, 5 - мафит-ультрамафитовый Центрально-Беломорский пояса; 6 - архейские (2,9-2,7 млрд лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса; 7 - архейские (3,2-2,7 млрд лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Карельского кратона; 8 - предполагаемые надвиги

Б: 1 - гранитные массивы (не древнее 2,7 млрд лет); 2 - неогархейский эклогитсодержащий меланж; 3 - гранитоиды ТТГ ассоциации; 4 - мафит-ультрамафиты (амфиболиты, метаультрабазиты) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, а - также пластины, сложенные кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; 5 - тектонические границы (поверхность предполагаемого надвига); 6 - элементы залегания гнейсовидности и метаморфической

полосчатости; 7 - участки проведения детальных работ (с.Гридино (1), о. Избная луда (2), губ. Сонруцкая (3), губ. Великая (4))

По текстурным особенностям описываемый комплекс относится к числу микститов (Словарь-справочник..., 1993), который кроме того мигматизирован (Володичев, 1990).

Матрикс архейского микстита (обычно не менее 70-80% объема комплекса) представлен в различной степени мигматизированными гнейсами, гнейсогранитами и метаэнтербитами (Сибелев и др., 2004).

Состав обломков разнообразен, но резко преобладают породы основного состава, представленные в различной степени преобразованными эклогитами, амфиболитами и метаморфизованными габброидами.

Гранулометрический анализ Гридинского меланжа (Слабунов и др., 2007) показал, что распределение размеров обломков отвечает логнормальному закону (рис.2), что в свою очередь не противоречит гипотезе о его формировании в процессе дезинтеграции в зоне субдукции.

На северо-востоке тектоническая пластина, сложенная эклогитсодержащим меланжем, граничит с мигматизированными тоналитогнейсами, среди которых распространены обломки амфиболитов, гранатовых амфиболитов и амфиболитизированных габбро. Эта ассоциация пород относится к тектонитам, т.к. она интенсивно деформирована, причем неоднократно

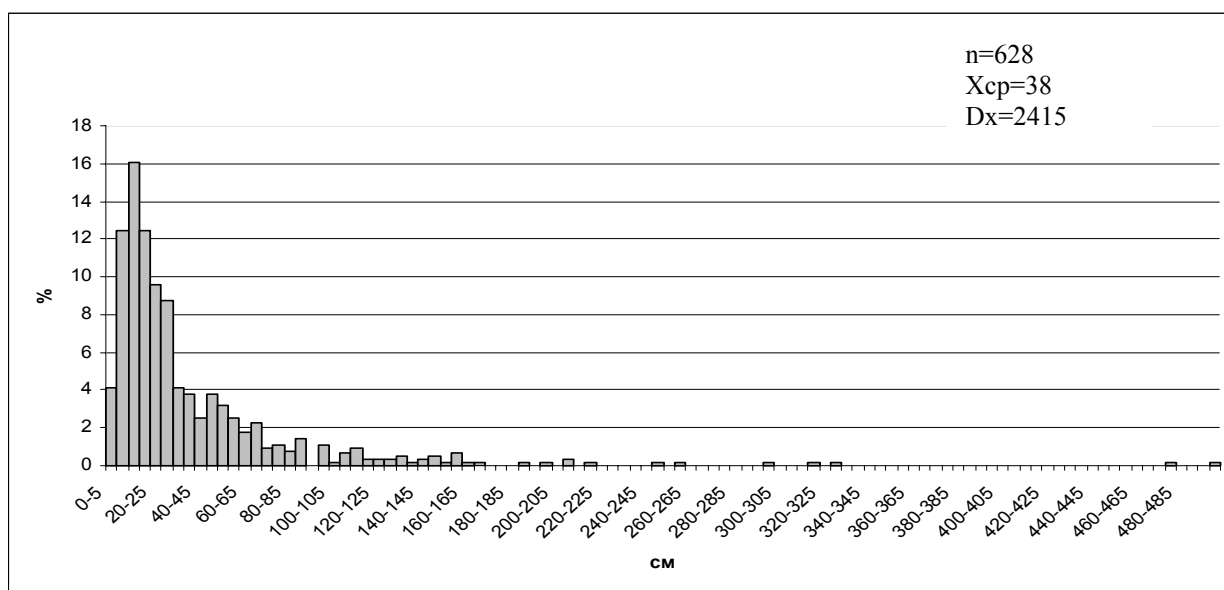


Рис.2. Распределение обломочной составляющей Гридинского микстита по длине (размер выборки – n; среднее значение – \bar{X} , см; дисперсия – D_x).

Гранулометрический анализ обломочной составляющей этих тектонитов был проведен в губе Великая и Сонруцкая (рис.1).

Методика изучения обломков осталась прежней (Бурдюх, 2009; Слабунов и др., 2007). В изученных сечениях они обычно имеют эллипсовидную, слегка угловатую или угловатую форму.

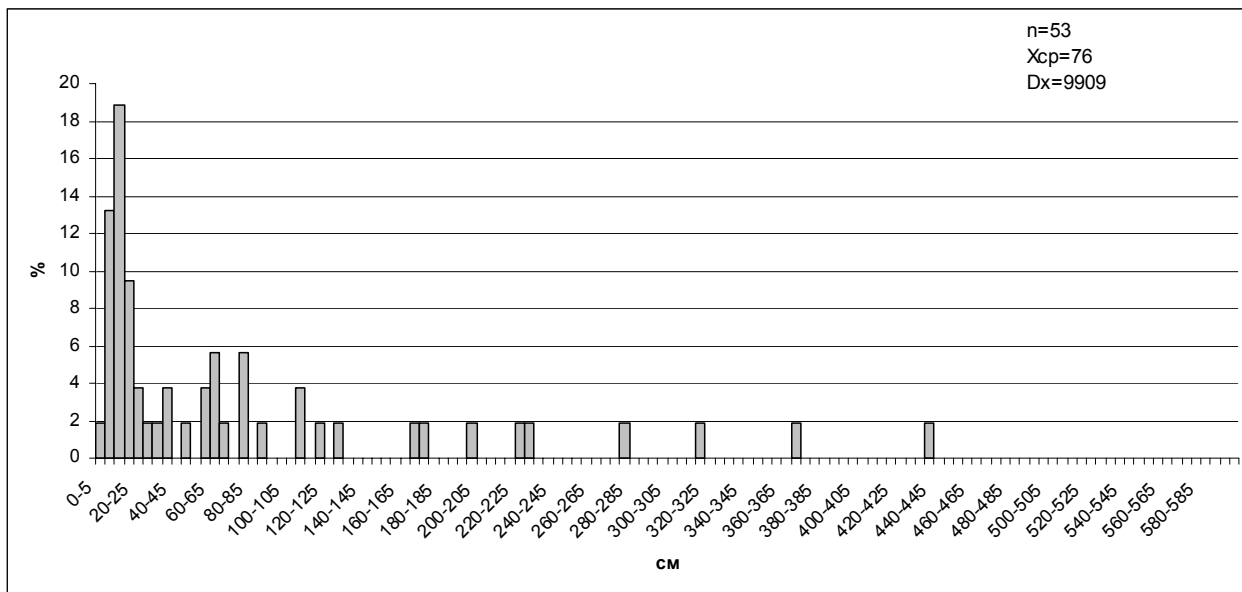
Каждый фрагмент измерялся только в одном произвольном сечении и поэтому размеры охарактеризованы лишь частично. Однако эти параметры, безусловно, имеют прямую функциональную связь с главными характеристиками размеров тел и, следовательно, дают возможность оценить их вариации. У обломков измерялись два параметра: длина (измерение по наиболее длинной оси) и ширина (измерение по наименьшей оси). В изученных сечениях обломки обычно имеют эллипсовидную, слегка угловатую или угловатую форму. Измерения проводились с помощью рулетки с точностью до 0,5 см.

На следующем этапе производилась обработка полученных данных с помощью графических и аналитических методов. Строились гистограммы (рис.3) распределения обломков по размеру (большему диаметру).

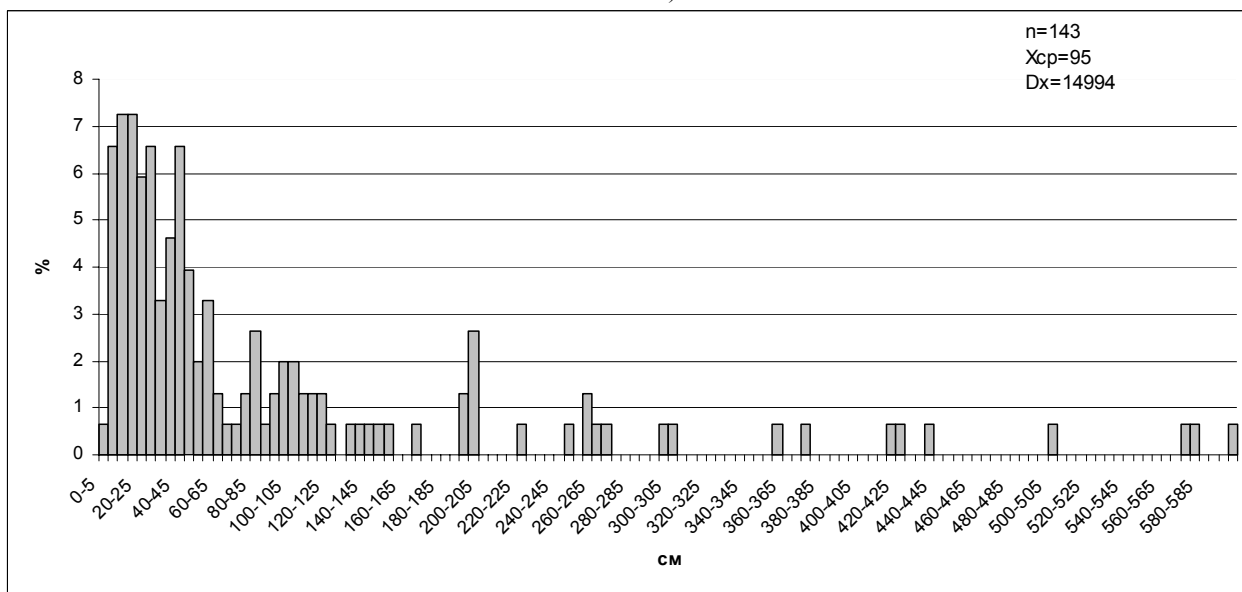
Распределения размеров обломков в тектоните за пределами Гридинского меланжа имеют характер отличный от логнормального, что проявляется в появлении одного и более четко выраженных дополнительных пиков (мод). Логнормальность этих распределений также не подтверждается проверкой по критерию Пирсона при стандартном уровне значимости $\alpha=0.05$.

Отличие законов распределения обломков от логнормального позволяет говорить о том, что обломочная составляющая тектонитов имеет отличное от Гридинского происхождение. В случае меланжа фрагменты образовались в результате действия одного процесса, а именно дробления пород без последующей сортировки по размеру (сепарации). В случае же сопряженных с меланжем тектонитов полимодальность

распределения может быть объяснена гетерогенностью дезинтегрируемого комплекса пород или наличием двух и более независимых процессов, на что указывает би- и полимодальность распределений.



а)



б)

Рис.3. Распределение обломков по длине (размер выборки – n; среднее значение – X_{cp} , см; дисперсия - Dx) в губ. Сонруцкая (а) и губ. Великая (б).

В этом случае обломочная составляющая тектонитов может быть представлена ксенолитами захваченными, при внедрении пород ТТГ ассоциации и реликтами будинированных даек, линейных тел, внедрявшихся в них позднее и деформированных в Свекофеннскую эпоху.

Главные выводы:

1. Распределение размеров обломков в тектонитах за пределами Гридинского меланжа полимодально.
2. Характер распределения обломков Гридинского меланжа и тектонитов за его пределами различен.

ЛИТЕРАТУРА

Бурдюх Е.В. Гранулометрический метод изучения генезиса микститов (на примере Гридинского эклогитсодержащего меланжа) // Материалы I молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН (готовится в печать).
Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. № 6. С. 609-631.
Геологический словарь. Т.2. М.: Недра, 1978. 456с.

- Луизова Л.А. От постановки задачи до принятия решения. Учебное пособие. Петрозаводск: Изд-во. ПетрГУ, 2002. 71с.
- Сибелев О.С., Бабарина И.И., Слабунов А.И., Конилов А.Н. Архейский эколгитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о.Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2004. Вып.7. С.5-20.
- Слабунов А.И. Ксенолиты как индикаторы движения вещества в магматической камере (на примере Архейского батолита Северной Карелии, Балтийский щит) // Геохимия. 1995. №10. С.1506-1511.
- Слабунов А.И., Бурдюх Е.В., Бабарина И.И. Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей гридинского эколгитсодержащего меланжа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2007. Вып.10. С.27-34.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. 296 с.
- Справочник по математическим методам в геологии. М.: Недра. 1987. 335с.
- Словарь-справочник по тектонике литосферных плит. М. 1993. 71с.
- Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. М.: Изд-во. МГУ. 1992. 336с.
- Фролов В.Т. Литология. Кн.2: Учебное пособие. М.: Изд-во. МГУ. 1993. 432с.

ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫЕ ОБЪЕКТЫ МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Гребнев Р. А.

ГИ КНЦ РАН, *Anatумы*, gromaleks@bk.ru

Мончегорский рудный район на Кольском полуострове широко известен с 30-х годов XX века, прежде всего своими медно-никелевыми месторождениями, связанными с Мончеплутоном. В настоящее время медно-никелевые месторождения в Мончегорском районе не эксплуатируются: богатые руды к настоящему времени уже отработаны, а бедные вкрапленные руды, несмотря на их значительные запасы, признаны нерентабельными. Начиная с конца 80-х годов, акцент был перенесен на поиски ЭПГ-оруденения, и за это время был обнаружен ряд объектов промышленной значимости. К ним в первую очередь относится месторождение Вурэчуайвенч, запасы которого были подтверждены и поставлены на государственный баланс в 2008 году. На ряде перспективных участков были проведены поисковые работы и получены обнадеживающие результаты (рис.1): пласт «330» горы Сопча; участок Южносопчинский; участок Лойпишнюн, в пределах Мончетундровского массива. Поисковые работы на платинометальное оруденение проводились также на участках Пентландитовый ручей (Мончетундровский массив), Габбро 10-ой аномалии (Центральная часть Мончеплутона), Критический горизонт массива Нюд-Поаз и на некоторых других объектах, но проведенные работы выявили слабую перспективность данных участков (Припачкин, Костенко, 2005).

Рассмотрим более детально наиболее значимые платинометальные объекты Мончегорского рудного узла.

Массив Вурэчуайвенч

Раннепротерозойский мафитовый массив Вурэчуайвенч, расположенный в юго-восточной части Мончегорского ультрамафит-мафитового комплекса, представляет собой пластинообразное тело мощностью до 600 метров, полого погружающееся под вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга (Иванченко и др., 2008).

Массив Вурэчуайвенч слабо обнажен, породы интенсивно метаморфизованы. На участке распространены сильно метаморфизованные габбронориты и лейкогаббро, которые предположительно вытягиваются в виде слоев или линз, согласных с общим простираанием массива. С лейкократовыми габбро в северной части участка связано сульфидная и платинометальная минерализация

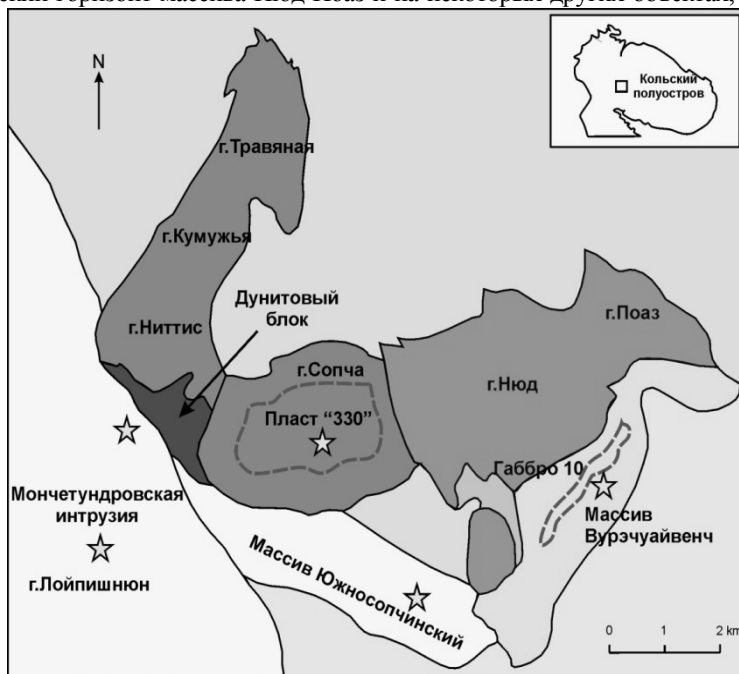


Рис. 1. Схема Мончегорского рудного узла по Нерович и др. (2008) (с изменениями автора) с обозначением (звездой) платинометальных объектов.

Верхняя часть интрузии расслоена и представлена чередованием мелко-среднезернистых мезократовых метагабброноритов с отдельными слоями и линзами металеюгаббро и метаанортозитов, иногда с пятнистой текстурой. Простираие и мощность слоев лейкогаббро и пятнистых анортозитов изменчивы, что предполагает их линзовидную форму и сложную морфологию. Верхняя часть интрузии представляет собой расслоенный горизонт (РГ). В целом РГ полого падает на юго-восток. Нижняя часть разреза массива Вурэчуайвенч, напротив, монотонная, отмечены лишь редкие линзы габброноритов с пойкилоофитовой структурой (Припачкин, Рундквист, 2008).

Сульфидная и связанная с ней ЭПГ-минерализация локализованы вблизи контактов габброноритов с металеюгаббро и метаанортозитами или непосредственно в последних двух типах пород. Содержания ЭПГ+Au достигают 3-4г/т. Уровни минерализации имеют пологое юго-восточное падение, согласное с общим падением пород.

Сульфидная минерализация (содержание сульфидов 0,5-1%, редко до 3-5%) распределена в породах неравномерно и варьирует по размерам зерен (в основном менее 0,1мм). Границы зерен сульфидов ксеноморфны. Сульфидные жилы и гнезда (2-3мм) менее распространены. Зерна сульфидов приурочены в основном к границам между агрегатами вторичных силикатов. Сульфидная минерализация Вурэчуайвенча представлена несколькими парагенетическими ассоциациями. По данным Т.Л.Гроховской и др. (Гроховская и др., 2000, 2003) ассоциация миллерит + халькопирит + (пентландит + пирротин + пирит) наиболее благоприятна для ЭПГ, которые образуют собственные минеральные фазы, а также входят в состав твердых растворов в сульфидах и сульфоарсенидах Fe, Ni и Co. Минералы платиновых металлов представлены арсенидами и висмутотеллуридами Pd и, реже, спериллитом, холлингвортитом, ирараситом, меньшиковитом, изомертитом.

Исследования показали, что что ЭПГ-минерализация в массиве Вурэчуайвенч принадлежит к так называемому «стиллоутерскому типу» (Припачкин, Рундквист, 2008). Достаточно тесная аналогия может быть прослежена в строении МВ и хорошо изученного Западно-Панского массива Кольского полуострова.

Рудный пласт «330» г. Сопча

Пласт «330» г. Сопча находится в субширотной ветви Мончегорского плутона, в верхней части разреза г. Сопчи, и представляет собой «висячую» рудную залежь, приуроченную к прослоям оливинсодержащих пород. Пласт «330» - относительно маломощное, сложно построенное тело ультрабазитов, залегает в однообразных, безрудных ортопироксенитах, и содержит сульфидное, обогащенное платиной, оруденение (Расслоенные интрузии ..., 2004). Вкрапленность сульфидов мелкая, неравномерная и развита в интервале около 4-5 м по мощности. Строение рудного пласта, подчинено структуре массива. Форма его представляется в виде мульды, края которой наклонены к ее центру под углами 20-30°. Наиболее хорошо изученной частью рудного пласта «330» была его западная часть, которая считалась наиболее перспективной. В связи с поисковыми работами на ЭПГ-оруденение, была изучена и восточная часть пласта.

В разрезах рудного пласта в его западной части, приуроченных к наиболее мощным частям пластов перидотитов, выделяются характерные черты: хорошо выраженная тонкая расслоенность, трахитоидность и линейность в оливиновых пироксенитах и ортопироксенитах, эруптивная брекчия в основании слоя перидотитов, развитие пегматоидных пироксенитов и другие признаки, указывающие на процесс магматического течения расплава. В восточном направлении в разрезе рудного пласта устойчиво возрастает пироксенитовая составляющая, происходит выклинивание оливинитовых и перидотитовых пластов, изменение мощности и разлинзование зоны оруденения (Нерадовский, 2002).

По данным П.В. Припачкина и Л.С. Костенко, в толще мелко-среднезернистых пироксенитов восточной части установлено два уровня (нижний и верхний), в пределах которых фиксируется породная расслоенность (Припачкин, Костенко, 2005). Пласт «330» в восточной части сложен мелко-среднезернистыми пироксенитами, плагиопироксенитами и их оливинсодержащими разностями в которых локализованы сложной морфологии тела мелко-среднезернистых мезократовых норитов пятнистой и шлировой текстуры. Оливиниты, а также сочетание перидотитов и оливиновых пироксенитов, являющихся главной частью пласта «330» в западной и северо-западной части г. Сопча, в восточной части исчезают из разреза или наблюдаются лишь в виде маломощных прослоев (Припачкин, Костенко, 2005).

Металлы платиновой группы присутствуют как в виде собственных фаз (меренскит, интерметаллические соединения типа (Pd,Pb) и (Pd,Rh,Cu) и другими неопределенными фазами, которые включены в виде мелких зерен в главные сульфидные минералы), так и в форме изоморфных примесей в различных минералах. Главные сульфидные минералы: пирротин, пентландит и халькопирит. Собственных минеральных фаз в пласте относительно мало, по сравнению с другими рудными объектами Мончегорского плутона, и встречаются они крайне редко (Нерадовский и др., 2002).

Участок Южносопчинский

Участок Южносопчинский является в настоящее время слабоизученным объектом и его исследования находится на стадии поисков.

Массив Южносопчинский находится к югу от массива Сопча и вероятно погружается на северо-запад (Гроховская и др., 2003). Это расслоенное магматическое тело, сложенное в юго-западном борту габбро и габброноритами, а в северо-восточном – норитами, пироксенитами и перидотитами. Породы массива сильно метаморфизованы и брекчированы. По составу и характеру ритмичной, фазовой и скрытой расслоенности породы Южносопчинской рудной зоны близки дифференциатам ритмично-расслоенной и ультраосновной зон центральной части Мончетундровского массива и могут быть приразломными фрагментами последнего (Гроховская и др., 2003).

Рудопроявление в массиве пространственно связано с Cu-Ni сульфидной вкрапленностью и развито в измененных процессах автометаморфизма габброноритах, норитах и плагиопироксенитах. Содержания суммы ЭПГ+Au в метаморфизованных габброноритах, норитах и пироксенитах составляют в среднем около 2-3 г/т и отмечаются в протяженных участках мощностью до 10 м. Более высокие содержания (сумма ЭПГ+Au 6-8 г/т) установлены в отдельных штуфных пробах и интервалах, не превышающих мощности 0.5-1.0 м (Гроховская и др., 2003).

Главные рудные минералы, по данным Т.Л. Гроховской, представлены электрумом, котульскитом, меренскиитом, сперрилитом, палладий-содержащим кобальтином. Ю.Н. Нерадовский (Расслоенные интрузии ..., 2004) подчеркивает широкое развитие арсенидов и сульфоарсенидов благородных металлов на участке Южносопчинский.

Участок Лойпишнюн Мончетундровского массива

Участок Лойпишнюн находится на восточном склоне Мончетундровского массива. В геологическом плане он характеризует восточный фланг Мончетундровского массива в зоне контакта с Мончегорским плутоном. Участок Лойпишнюн – один из наиболее изученных участков Мончетундровского массива. Геологический разрез здесь изучен с помощью глубокой скважины М-1 (Расслоенные интрузии ..., 2004) и ряда поисковых скважин (Люлько, 2009). Данные бурения показывают, что в Мончетундровском массиве выделяются две мощные зоны, различающиеся по составу пород. Мощность каждой из зон – несколько сотен метров.

Верхняя зона сложена однородными мезократовыми метаморфизованными габброидами. Породы по всему интервалу – среднезернистые, массивные, на отдельных участках со слабо выраженной трахитоидностью. Монотонность габброноритовой зоны нарушается редкими участками с более крупнозернистыми разновидностями габброидов.

Нижняя зона имеет сложное строение. Её верхняя часть представлена пачкой тонко расслоенных пород. Расслоенность обусловлена неравномерным содержанием порообразующих минералов (модальная расслоенность) и структурно-текстурными особенностями пород. Мощность отдельных прослоев сильно варьирует – от первых сантиметров до первых метров. В строении расслоенной пачки принимают участие крупнозернистые меланократовые нориты (меланонориты), нориты, среднезернистые ортопироксениты, и плагиоклазовые гарцбургиты (Люлько, 2009).

В Мончетундровском массиве ЭПГ-минерализация связана с сульфидоносными слоями в норитах и пироксенитах нижней зоны (от 2 до 5 г/т), пересеченных скважинами на глубинах около 1000 м. Отдельные проявления ЭПГ-минерализации на поверхности (Пентландитовый ручей, до 20 г/т ЭПГ+Au в отдельных пробах из пироксенитов, по данным ОАО «Пана» ОАО «ЦКЭ», работы 1999-2002 гг.) сосредоточены в тектонических зонах сложного строения и не представляют промышленного интереса. Отдельные незначительные проявления ЭПГ-минерализации обнаружены и в верхней габброноритовой зоне (Нерович и др., 2008).

Таким образом, ЭПГ-минерализация в пределах Мончегорского рудного узла связана как с Мончегорским, так и с Мончетундровским интрузивами. ЭПГ-минерализация связана с бедной вкрапленной сульфидной рудой. В сложном и многофазном Мончегорском рудном узле проявлены различные генетические типы ЭПГ-минерализации: 1) рифового типа в габброноритах (Вуручайвенч); 2) критическая зона в пироксенитах (Пласт «330» г. Сопча); 3) отдельные рудоносные горизонты в норитах и пироксенитах (Южносопчинский массив, Пентландитовый ручей, участок Лойпишнюн). Разнообразие проявлений ЭПГ-минерализации подчеркивает высокую перспективность района и указывает на необходимость дальнейших поисковых и исследовательских работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П., Лапина М.И., Лапутина И.П., Муравицкая Г.Н. Платинометальная минерализация в габброноритах массива Вуручайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. №2. С. 147-161.
- Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329-352.
- Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В. Основные черты геологического строения месторождения Вуручайвенч (Вурэчайвенч) // Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке

платинометаллических месторождений северной части Фенноскандинавии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера» (Россия-Финляндия-Швеция). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С.82-87.

Люлько М.С. Геологическое строение участка Лойпишнюн Мончетундровского массива // Труды VI всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во ООО «К&М». 2009. С. 180-184.

Нерадовский Ю.Н., Рундквист Т.В., Галкин А.С., Климентьев В.Н. К проблеме платиноносности рудного «пласта-330» г. Сопча и его промышленного использования (Мончегорский плутон) // Вестник МГТУ. Т. 5. № 1. 2002. С. 85-90.

Нерович Л.И., Савченко Е.Э., Серов П.А. Геолого-петрографическая характеристика Мончетундровского массива и новое проявление благороднометалльной минерализации в породах массива. // Петрология и минералогия Кольского п-ова. Труды V Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвященной 90-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К.Козлова. Апатиты: Изд. Кольского НЦ РАН. 2008. С. 179-182.

Припачкин П.В., Костенко Л.С. Платинометаллические объекты расслоенных зон субширотной ветви Мончеплутона: геология и особенности локализации ЭПГ-оруденения // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2005. С.85-95.

Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурчауйвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2008. №5. С.61-68.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1, 2. Апатиты: изд.КНЦ РАН. 2004. 177 с.

КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ ОРГАНОКРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Дейнес Ю. Е.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, deines@krc.karelia.ru

Огромное скопление органического вещества содержится в Заонежской свите Онежского синклинория Балтийского щита. Заонежская свита представлена алевролитами, доломитами и известняками, а также многочисленными включениями силлов габбро-долеритов. Некоторые осадочные горизонты обогащены органическим веществом с содержанием $C_{орг.}$ от 0,1 до 16 вес.% (рис. 1, 2а). Результаты геофизических работ, наряду с данными бурения, которые проводились в пределах Толвуйской синклинали (одной из синклиналей Онежского синклинория) в разное время подтверждают наличие многочисленных тел органокремнистых пород, содержащих главным образом SiO_2 ($\approx 57\%$), $C_{орг.}$ ($\geq 40\%$), Al_2O_3 ($\approx 5\%$), S ($\approx 2\%$) и незначительное количество K, Mg, Fe, Ca и Ti.

Органокремнистые породы (рис. 2б-д) формируют хорошо стратифицированные слои, куполообразные тела, а также жилы (рис. 2д). Мощность куполов может достигать 120 м, тогда как мощность жил составляет несколько десятков сантиметров. Тела органокремнистых пород имеют интрузивные контакты с многочисленными силлами габбро-долеритов. По современному состоянию изученности главным типом залежей высокоуглеродистых органокремнистых пород представляются купольные диапировые постройки, находящиеся на разных стадиях развития (Филиппов и др., 2000). Процесс формирования таких построек рассматривается в рамках диапировой модели, которая представляет собой следующее. Если в разрезе присутствуют горизонты с различной плотностью, причем перекрывающий горизонт имеет большую плотность, по сравнению с нижележащим горизонтом, в этом случае происходит инверсия плотностей и образуются разнообразные структуры. В зависимости от реологических свойств горизонтов развитие диапиров может приостанавливаться либо на стадии формирования куполов, штоков, либо идти до завершения, когда образуется диапировая шляпа. Стадии развития диапировой структуры хорошо описаны в работах Филиппова М. М. (Филиппов и др., 2000), Рамберга (Рамберг, 1985), хотя природа органокремнистых пород до сих пор остается загадочной.

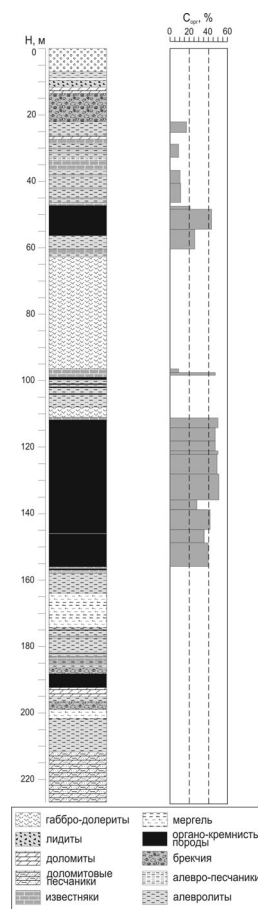


Рис. 1. Литологический разрез Заонежской свиты (Тетюгино) (Deines et al., 2009).

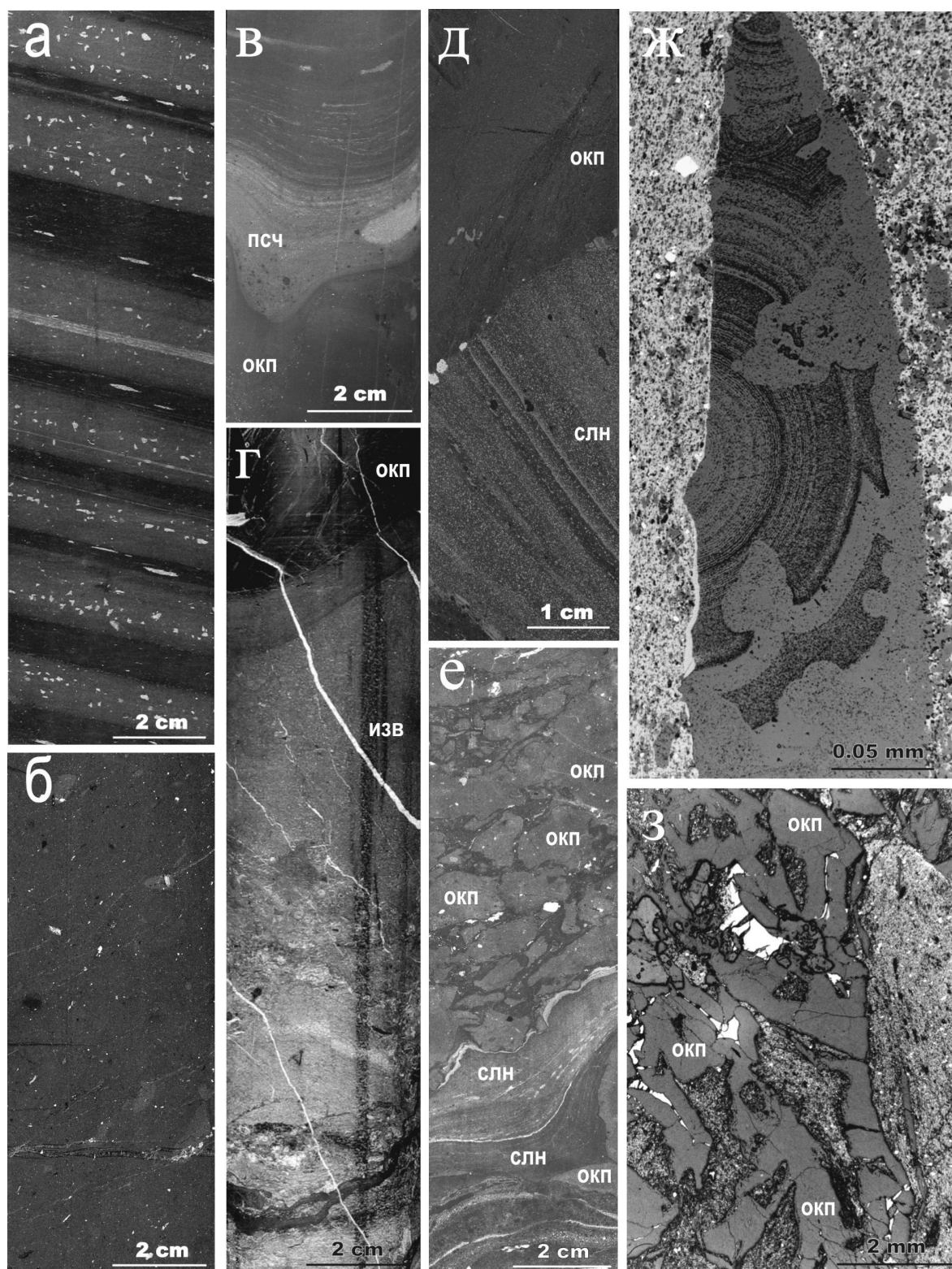


Рис. 2. Литология органокремнистых (ОКП) и вмещающих пород (Deines et al., 2009).

а - вмещающие турбидитовые граувакки, б - органокремнистые породы (ОКП) основного тела; в - стратиграфический контакт между ОКП и перекрывающими песчаниками (псч), формирование ОКП на морском дне; г - контакт ОКП с нижележащими известняками (изв); д - жила ОКП, секущая сланцы; е - брекчия из верхней части тела ОКП, содержащая обломки сланцев (слн) и ОКП в матриксе ОКП поздней генерации (темное); ж - разрушенная концентрическая структура - ранняя генерация ОКП; з - микробрекчия (брекчия флюидизации), состоящая из обломков ОКП в светло-сером матриксе ОКП поздней генерации с микрообломками сланцев. а, б, в, г, д, е, з - полированный керн; ж - полированный шлиф.

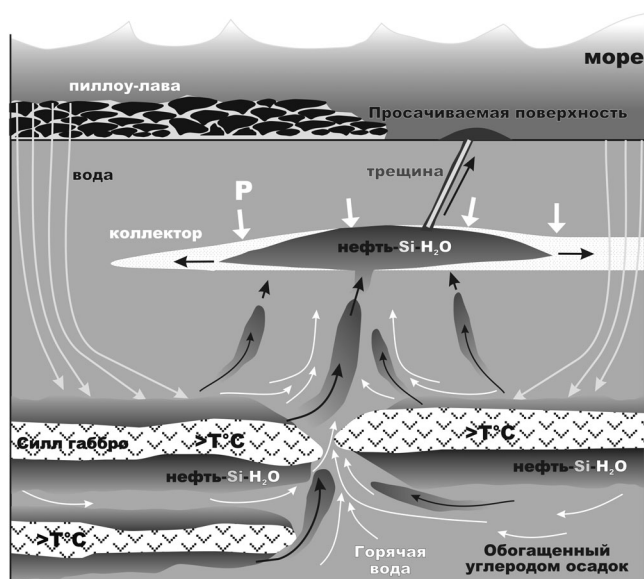


Рис. 3. Концептуальная модель формирования органокремнистых пород (Deines et al., 2009).

от интрузивных тел. Такое тепло может создавать необходимый температурный градиент для более ранней генерации нефти и инициации гидротермальной циркуляции. Предполагается, что в результате мы будем иметь смесь из кремнезема, извлеченного из мафических пород, и жидких углеводородов и газов (в первую очередь CO_2 и CH_4), извлекаемых из осадочных пород. Данная смесь (нефть- SiO_2 - H_2O), обогащенная газом, может мигрировать в проницаемые слои. Высокая скорость седиментации будет приводить к высокому литостатическому давлению. Следовательно, под действием вышележащих слоев, смесь нефть- SiO_2 - H_2O начнет двигаться либо горизонтально вдоль проницаемых слоев, либо вертикально вдоль ослабленных зон. В первом случае, осадки пропитанные смесью нефть- SiO_2 - H_2O , будут формировать стратиграфические горизонты органокремнистых пород, тогда как во втором случае – секущие жилы (рис. 2д). Слои могут сохранять некоторое первоначальное переслаивание, тогда как жилы его не сохраняют. Если жилы достигнут морского дна, тогда смесь нефть- SiO_2 - H_2O может быть выдавлена в виде грязевого вулкана (рис. 2в). В течение сжимания осадка смесь нефть- SiO_2 - H_2O может испытывать несколько стадий частичной литификации, а в процессе флюидизации могут формироваться несколько генераций микро- и макробрекчированных пород (рис. 2е-з). Дополнительные детальные микроструктурные, геохимические, изотопные и биомаркерные исследования будут направлены на изучение различий между биологическими и абиологическими процессами, включенными в формирование органокремнистых пород.

Таким образом, в данной работе представлены две концептуальные модели генезиса органокремнистых пород: диапировая модель – базис наших исследований и новая модель, которая еще находится на самом раннем этапе изучения. Найдется много сторонников той или иной гипотезы. Дальнейшие исследования автора будут направлены на поиск прямых и косвенных признаков формирования залежей органокремнистых пород в рамках диапировой модели, и при этом планируется вести поиск доказательств или опровержений возможности образования органокремнистых пород по новой предложенной модели.

ЛИТЕРАТУРА

- Рамберг Х. Сила тяжести и деформация в земной коре. М.: Мир. 1985. 339 с.
Филиппов М.М., Голубев А.И., Медведев П.В. и др. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Петрозаводск. 1994. 208 с.
Филиппов М.М., Клабуков Б.Н., Ромашкин А.Е. и др. Закономерности формирования, развития и размещения шунгитоносных структур Онежской мульды: Отчет по т. 152. Петрозаводск. 2000. 197 с. (Фонды КарНЦ РАН).
Deines Yu., Melezhik V., Lepland A., Filippov M., Romashkin A., Rychanchik D. Enigmatic organosiliceous rocks in the 2000 Ma petrified oil field in Russian Fennoscandia // Geophysical Research Abstracts. 2009. Vol. 11. EGU2009-475.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ ПО КОМАТИИТАМ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ (НА ПРИМЕРЕ ПРОЯВЛЕНИЙ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ)

Климовская Е. Е.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, klimeee@gmail.com

Благодаря своей мягкости, термостойкости и высокой теплоемкости тальковый камень с давних времен служил прекрасным материалом для изготовления предметов бытового назначения. Многие страны мира использовали данный камень в архитектуре и в качестве облицовочной плитки. В настоящее время тальковый камень получил широкое распространение в производстве печей и каминов.

Вещественный состав и качество талькового камня может значительно варьировать в различных месторождениях и даже в пределах отдельного проявления. Основными факторами, оказывающими влияние на однородность полезного ископаемого, являются состав исходных пород, степень метаморфизма, наличие в теле полезного ископаемого линз, даек контрастных по составу пород. С точки зрения неоднородности состава талькового камня апоультрамафитового типа интересным является процесс талькообразования по коматиитам архейских зеленокаменных поясов.

Чаше всего коматииты формируют стратифицированные лавовые толщи, состоящие из переслаивания различных типов лавовых потоков с пирокластическим и реже осадочным материалом. Характерной чертой пород коматиитовой серии является образование сильно дифференцированных лавовых потоков, в строении которых выделяются три основные зоны (от кровли к подошве): брекчированной кровли (A_1), спинифекс-структуры (A_2) и кумулятивного сложения (В). Широкое разнообразие структур коматиитов преимущественно обусловлено различной формой кристаллов оливина. Мощность отдельных дифференцированных потоков меняется от десятков сантиметров до десятков метров. Также наблюдаются значительные вариации мощностей отдельных зон: многие потоки полностью состоят из В-зоны и брекчированной кровли; реже формируются потоки без нижней кумулятивной части, полностью сложенные породами со структурой спинифекс; более мощные фракционированные потоки содержат зоны габбро и прослои пироксеновых кумулатов (Hill, 1995). Увеличение мощности потока обычно сопровождается увеличением доли кумулятивного оливина и перехода от тонкозернистых ортокумулатов через мезокумулаты к крупнозернистым адкумулатам. Отличия в типе дифференцированности коматиитовых лавовых потоков непосредственно связано с РТ-условиями их излияния и географической удаленностью от центра извержений.

Неоднородность строения лавовых потоков также выражается в изменении химического состава пород от кровли к подошве (по мере роста доли кумулятивного оливина): увеличении содержания MgO , снижения CaO , Al_2O_3 , $FeO_{общ}$.

Формирование талькового камня по коматиитам архейских зеленокаменных поясов обусловлено привнесением CO_2 -содержащих флюидов по ослабленным зонам (shear-зонам). Тальк-карбонатные изменения обычно носят наложенный характер на ранее метаморфизованные в условиях зеленосланцевой-амфиболитовой фации метаморфизма породы. Коматииты особенно подвержены гидратации при низких температурах, что отражается в серпентинизации оливина и раскристаллизации стекла. При прогрессивном метаморфизме зеленосланцевой фации лизардит и хризотил переходят в антигортит. Хлорит, являющийся основным Al -содержащим минералом в метакоматиитах, формируется на низких ступенях и остается стабильным в широком интервале температур. Тремолит является основным Ca -минералом, начиная со среднетемпературной зеленосланцевой фации и выше. Метаморфический оливин формируется при дегидратации серпентина в условиях амфиболитовой фации. Реликтовый пироксен сохраняется при низких ступенях метаморфизма и замещается амфиболом при переходе к эпидот-амфиболитовой фации. Сохранение магматического оливина также зависит от степени метаморфизма. Оливин редко присутствует в породах испытывавших температуры $300-350^\circ C$ вследствие высокой скорости серпентинизации в данном температурном интервале. Однако магматический оливин распространен в коматиитах, метаморфизованных выше оливиновой изограды и не претерпевших значительной ретроградной серпентинизации (Binns et al., 1976). Подобная ситуация наиболее характерна для оливиновых адкумулатов и в меньшей степени для ортокумулатов и практически не встречается в зонах спинифекс, где оливин замещается агрегатом хлорита и амфибола (Hill et al., 1988).

Согласно исследованиям R.E.T. Hill (Hill et al., 1988), детально изучавшим коматииты Западной Австралии, в условиях зеленосланцевой-амфиболитовой фации метаморфизма зоны спинифекс и кровли преобразуются в породы хлорит-тремолитового состава. При сохранении реликтов структуры спинифекс зерна оливина подчеркиваются цепочками тонкораспыленного магнетита, но в большинстве случаев данные

породы состоят из тонкозернистого агрегата тремолита, куммингтонита и хлорита. Данная минеральная ассоциация также характерна и для ортокумулатов, за исключением метаморфического оливина, появляющегося в условиях амфиболитовой фации. При этом количество метаморфического оливина соответствует количеству кумулятивного оливина в исходной породе. Оливиновые мезо- и адкумулаты преобразуются в условиях зеленосланцевой фации в серпентиниты, а в условиях амфиболитовой фации в мономинеральные оливиновые породы. Тальк, антофиллит и энстатит также могут образовываться в орто- и мезокумулатах при высоких ступенях метаморфизма. При этом картина усложняется в результате проявления ретроградного и полиметаморфизма.

При поступлении флюидов, обогащенных углекислотой, серпентин становится неустойчивым и переходит в ассоциацию тальк+магнезит (или доломит в Са-содержащих ультрамафитах), карбонатизация тремолита происходит с образованием талька и доломита. Под воздействием водно-углекислых растворов оливин также преобразуется в тальк+магнезит.

Из вышеизложенного следует, что особенности минерального и химического состава исходных коматиитов, степень метаморфизма, интенсивность процесса карбонатизации оказывают существенное влияние на формирование талькового камня. В пределах отдельного потока возможно образование отличных по минеральному составу, структурно-текстурным особенностям разновидностей талькосодержащих пород.

Особенности талькообразования по коматиитам были исследованы автором на примере проявлений Костомукшской зеленокаменной структуры.

Проявления талькового камня Озерки-1 и Зеленая горка приурочены к коматиитам рувинваарской свиты контоксской серии. Залежи представляют собой дифференцированные крутопадающие пластообразные тела северо-восточного простирания размером 130×300 м и 350×450 м соответственно, согласно залегающие среди толеитовых метабазальтов. По данным бурения тальковый камень сформировался по переслаивающимся маломощным дифференцированным лавовым потокам коматиитов со спинифекс-структурой. Тела талькового камня преимущественно сложены породами хлорит-карбонат-талькового и карбонат-тремолит-хлорит-талькового состава с подчиненным развитием амфибол-хлоритовых разностей. Амфибол хлоритовые породы образуют небольшие по мощности (от 2 до 20 м) линзообразные и пластовые тела в толще талькосодержащих пород и, вероятно, являются останцами, не затронутыми тальк-карбонатными изменениями. Для пород проявлений характерно наличие реликтовых ортокумулятивных и спинифекс-структур. Зоны спинифекс преимущественно сложены тальк-хлоритовыми (±тремолит) минеральными разновидностями и диагностируются по наличию разноориентированных пучков из темных и светлых полос, микроскопически светлые полосы сложены чешуйками талька (и тремолита), темные – хлоритом. В породах проявлений выделяются зоны различных спинифекс-структур: мелкого, разноориентированного и параллельного пакетного спинифекса. Ортокумулятивные структуры обнаруживаются микроскопически, псевдоморфозы по оливину подчеркиваются цепочками тонкораспыленных рудных минералов.

Тальковый камень проявлений Озерки-1 и Зеленая горка вследствие образования по переслаивающимся потокам коматиитов со спинифекс-структурой характеризуется повышенным количеством хлорита и присутствием амфибола, что отражается на качестве полезного ископаемого. Наиболее благоприятным представляется формирование талькового камня в областях развития мощных кумулятивных комплексов. Примером может служить месторождение Кивикангас, приуроченное к коматиитовому кумулятивному комплексу Ваара-Кауниинлампи, на сопредельной части Финляндии в пределах архейского зеленокаменного пояса Суомуссалми. Здесь тальковый камень имеет магнезит-тальковый состав.

Учитывая значительную протяженность ультраосновной толщи в Костомукшской зеленокаменной структуре и тот факт, что работы по поиску талькового камня были проведены на ограниченной площади, можно сделать вывод о потенциальной перспективности структуры на данный вид полезного ископаемого и о необходимости осуществления поисков преимущественно в областях развития кумулатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Hill R.E.T., Barnes S.J., Gole M.J., Dowling S.E. The volcanology of komatiites as deduced from field relationship in Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia // *Lithos*. 34. 1995. P. 159-188.
Binns R.A., Gunthorpe, R.J., and Groves, D.I. Metamorphic patterns and development of greenstone belts in the Eastern Yilgarn Block, Western Australia. In: B.F. Windley (ed.), *The Early History of the Earth*, Wiley. London. 1976. P.303-313.
Hill R.E.T., Gole M.J., Barnes S.J. Physical volcanology of komatiites. Excursion guide book No.1. 1988. 74 p.

ОНТОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Котова Е. Л.

СПГИ (ТУ), Санкт-Петербург, lafleurvive@rambler.ru

Всестороннее изучение жильного кварца дает ценную информацию об условиях его формирования, что очень важно для обоснования прогноза и поисков новых перспективных месторождений. В связи с постоянным ростом спроса на кварцевое сырье, в нашей стране и в мире сегодня возникает вопрос о поиске новых перспективных и переоценке имеющихся месторождений кварцевого (особенно высоко чистого) сырья.

В настоящей работе одной из основных методик исследований кварцевого сырья является изучение взаимоотношений минеральных индивидов и агрегатов, образующих кварцевые жилы, для выявления генетической информации об их формировании и выделения технологических сортов жильного кварца. Для получения качественных и количественных минералого-петрографических характеристик жильного кварца поставлены следующие задачи:

1. изучить анатомию минеральных индивидов: их состав, состав и распределение включений, следы упругих деформаций, распределение и отношение блоков кристаллической решетки;
2. изучить форму сечений зерен и характер границ срастания минеральных индивидов;
3. оценить распределение индивидов в пространстве агрегата.

Работа выполнена на образцах жильного кварца, отобранных из месторождений восточного склона Южного Урала. Месторождения жильного кварца структурно приурочены к Уфалейскому антиклинорию (Кузнечихинское, Вязовское, Иткульское).

Предварительное петрографическое изучение шлифов, полученных из штуфов типичных жил месторождений, позволило условно разделить все зерна кварца на 4 типа. Дифференциация индивидов осуществлена по следующим визуальным признакам: по характеру границ индивидов (по их шероховатости), по количеству и характеру распределения газово-жидких (ГЖ) и минеральных включений, по наличию блоков, вызывающих волнистое погасание в пределах одного зерна.

Для первого типа кварцевых зерен (Q1) характерны зерна с сильно «изрезанными» границами срастания, наличие большого количества минеральных и ГЖ включений, большое количество блоков волнистого погасания. Для второго типа (Q2) - зерна с более гладкими чем у типа 1 границами срастания друг с другом, небольшое количество минеральных и ГЖ включений, меньшее чем у 1 типа количество блоков волнистого погасания. В третий тип (Q3) объединены зерна со слабо изрезанными границами, в них обычно отсутствуют включения, почти не наблюдаются блоки волнистого погасания. 4 тип зерен кварца (Q4) характеризуется почти гладкими границами срастания и полным отсутствием различных включений.

Для проверки корректности проведенной дискриминации кварцевых зерен, а так же для более полной

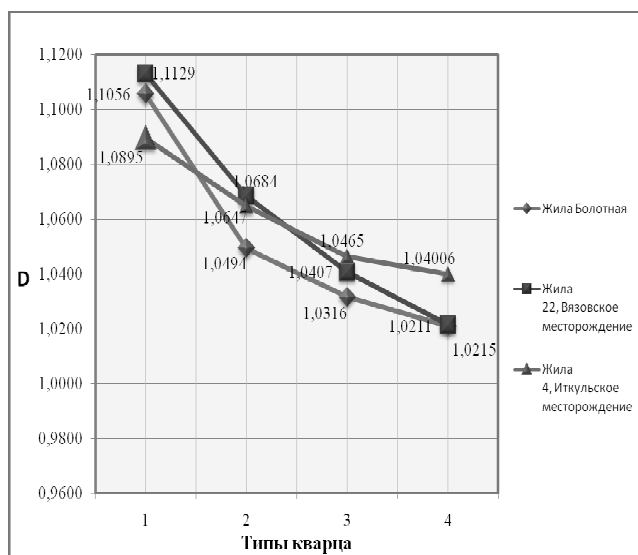


Рис.1. Фрактальная размерность (D) индивидов кварца в выделенных типах

характеристики структуры и текстуры кварцевых агрегатов осуществлен полный стереометрический анализ с помощью Минералогического анализатора структуры МИУ-5М. Прибор реализует непрерывный, синхронный со сканированием, интеграционно-геометрический метод анализа. Сканирование препарата в нем осуществляется по плоской спирали в полуавтоматическом режиме, т.е. оператор априори дискриминирует все типы кварцевых зерен и их границы, а прибор автоматически пересчитывает информацию, полученную при сканировании, в структурные параметры.

Из возможных 24 параметров строения минеральных агрегатов, измеряемых на МИУ-5М, использованы следующие: модальный или количественный минеральный состав, гранулометрический состав, коэффициент агрегативности, внутренняя удельная поверхность, оценка изрезанности (шероховатости) границ индивидов и границ срастания. Последняя характеристика, в отличие от остальных, не

интегральная, а индивидуальная. Эта топологическая оценка получена путем расчета фрактальной размерности (методом Фаена), методом гармонического разложения при анализе контура сечения зерен в шлифе и интегральная оценка удельной поверхности минеральных зерен для каждого выделенного типа.

Так как одним из главных признаков дифференциации кварцевых зерен на типы является степень шероховатости границ срастания индивидов, именно этому параметру при стереометрическом анализе уделено наибольшее внимание.

Построен график значений фрактальной размерности границ срастания индивидов кварца разных типов (по средним значениям величины шероховатости для каждого из 4 типов зерен кварца во всех жилах) (рис.1). Установлено, что во всех месторождениях наблюдается общая закономерность: уменьшение фрактальной размерности границ зерен от Q_1 к Q_4 типу. Это свидетельствует о том, что все минеральные агрегаты подверглись перекристаллизации, сопровождающейся выполаживанием границ срастания индивидов, а тип Q_4 кварцевых зерен содержит признаки, наиболее приближающие его к завершенной перекристаллизации. Индивиды этого типа имеют наиболее «гладкие» границы, зерна практически свободны от блоков волнистого погасания и всех видов включений.

Корректность выделения четырех типов кварцевых зерен по полученным значениям фрактальной размерности границ срастания индивидов кварца проверена с помощью графиков величин вероятных ошибок определения среднего. Эта проверка показала, что доверительные интервалы средних значений фрактальной размерности не перекрывают доверительных интервалов соседних средних значений.

Шероховатость границ индивидов оценивалась методом гармонического разложения Фурье. С помощью этого метода мы получили для каждого индивида совокупность гармоник, охарактеризованных коэффициентами. Значения коэффициентов разложения с 1 по 9 характеризуют форму сечений индивидов кварца. С 10 – 15 гармоники описывают шероховатость границ от грубо- к тонкошероховатым. Проведенный анализ выявил, что 1 тип зерен кварца изометричный, но с наиболее шероховатыми границами; индивиды второго типа тяготеют к вытянутым формам, третий тип зерен не имеет выраженной тенденции к определенным формам, а четвертый тип характеризуется изометричными и гладкими контурами. Этот метод еще раз подтвердил выявленную ранее общую тенденцию уменьшения шероховатости границ индивидов от первого типа к четвертому.

Результаты нормативного гранулометрического анализа показали, что индивиды 1,2, 3 типов кварца всех жил имеют полимодальное распределение, а четвертый тип характеризуется мономодальным нормальным распределением, то есть наименьшим разбросом размеров, что также свидетельствует о тяготении зерен к изометричной форме.

Оценка модального состава показала, что во всех жилах всех месторождений преобладает кварц 1 типа, а наименьшей модой обладает кварц 4 типа. Установлено, что жила Болотная, представляющая Кузнечихинское месторождение, по сравнению с остальными имеет наибольшее количество кварца 4 типа, что характеризует ее как наиболее перекристаллизованную жилу.

При анализе значений коэффициентов агрегативности выявлено, что Жила Болотная характеризуется не только наибольшим содержанием кварца 4 типа, но его индивиды образуют в агрегатах этой жилы наибольшее количество, по сравнению с остальными, субагрегатов. Это информация важна для технологов. Кварцевое сырье, содержащее максимальное количество зерен кварца с гладкими границами, не имеющих включений и близких размеров, по нашей систематике тип Q_4 , является оптимальным для получения кварцевой крупки, используемой для плавки.

Подводя итог проведенных исследований, можно сказать, что в целом, онтогенетический анализ индивидов и агрегатов кварца выявил общие закономерности для всех месторождений: уменьшение в индивидах кварца количества газовой-жидких и минеральных включений, постепенное очищение от следов упругих деформаций в зернах, уменьшение шероховатости границ индивидов кварца от Q_1 типа к Q_4 .

Исходя из результатов измерения шероховатости границ срастания зерен кварца из разных жил, можно сделать вывод о том, что 1 тип кварца относится к ранней стадии онтогенеза агрегата, 2, 3 и 4 соответственно к последующим стадиям преобразования жильных агрегатов.

Сравнительный стереометрический анализ кварцевых агрегатов 3 месторождений жильного кварца показал, что качество кварцевого сырья возрастает от жил Иткульского к Кузнечихинскому месторождению и прямо коррелирует со степенью перекристаллизованности кварцевых агрегатов в том же направлении. Кварцевые зерна 4 типа, который характеризуется наиболее гладкими границами и отсутствием ГЖ и минеральных включений, образуют наибольшее количество субагрегатов в жиле Кузнечихинского месторождения по сравнению с остальными жилами. Таким образом, именно это месторождение представляет наибольший интерес для промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

- Емелин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якшин С. И. Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Средне-Уральское книжное изд-во. 1988. 272 с.
Козлов А. В., Кораго А. А. Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеносных областей. Л.: Недра. 1988. 159 с.

Юргенсон Г. А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра. 1984. 149 с.

C. Liebl, B. Kuntcheva, J. H. Kruhl, K. Kunze. Crystallographic orientations of quartz grain-boundary segments formed during recrystallization and subsequent annealing // Eur. J. Mineral, n. 19, 2007, P. 735-744.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ЗАПАДНЫХ ФЛАНГАХ БАЛХАЧСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА)

Куринная У. Н.

СПбГУ, ИГМ СО РАН, Санкт – Петербург, Uliana.Kurinnaya@gmail.com

Исследования последних десятилетий позволили в пределах разновозрастных вулканических поясов Камчатки выявить и в различной степени изучить значительное количество месторождений и проявлений золото-серебряной формации. Результатом этих исследований является то, что на территории Камчатского края намечается выделение новой золоторудной провинции (Петренко, 1999). Здесь известно более 400 месторождений, золоторудных проявлений и точек минерализации, большинство из которых к настоящему времени остались недооцененными. Характерна недостаточная изученность, как отдельных рудопроявлений, так и площади в целом.

Примером такого недооцененного объекта являются северо-восточные фланги Еловского рудного поля и одноименного рудопроявления «Еловое», в котором ранее произведен подсчет гипотетических ресурсов золота и серебра по категории P_3 – 22,6 т, и 15,5 т, соответственно. Рудное поле расположено в пределах Балхачской вулcano-тектонической структуры (ВТС) Центрально-Камчатского вулканического пояса. В пределах Балхачской вулcano-тектонической структуры известно много золоторудных объектов. Помимо ранее упомянутого рудопроявления, здесь расположены известные золоторудные месторождения: Бараньевское, Золотое, Кунгурцевское.

В геологическом строении участка принимают участие эффузивные нижнемиоценовые образования андезибазальтового кимитинского комплекса (N_1km), плиоценовые вулканы крерукского андезибазальтового вулканического комплекса (N_2kr); нижнемиоценовые вулканы прорываются субвулканическими образованиями андезитового состава, близкими по возрасту с покровными образованиями. Большую часть площади проявления занимает интрузивное тело лавкинского гранодиоритового комплекса (N_2l). Интрузия прорывает покровные образования кимитинского комплекса. В пределах участка широко распространены четвертичные солифлюкционно-коллювиальные, аллювиальные и пролювиальные отложения (Проект по объекту «ГДП-200...», 2006-2009).

Породы участка в различной степени подверглись процессам гидротермального метасоматоза. Среди гидротермально измененных пород выделяются пропилиты, аргиллизиты и вторичные кварциты.

Довольно интенсивно на участке проявлена разрывная тектоника – установлены многочисленные разломы и зоны дробления (по материалам 2008 года).

Прогнозно-поисковые работы и изучение объекта проводилось в рамках проекта «ГДП-200 листа N-57-IX (Кимитинская площадь в пределах Центрально-Камчатского золоторудного района)», осуществляемого ОАО «Камчатгеология» (Проект по объекту «ГДП-200...», 2006-2009).

Табл. 1. Результаты факторного анализа для двух выборок (Выборка 1 и 2)

	Ф1	Ф2	Ф3
Au	-0,35	-0,27	-0,65
Cu	-0,48	0,41	-0,32
Pb	-0,60	-0,25	0,13
As	-0,30	-0,23	-0,05
Bi	-0,43	-0,49	0,54
Mo	-0,75	-0,05	-0,18
Sn	-0,73	-0,07	0,34
Ag	-0,24	0,08	-0,40
Zn	-0,14	0,71	0,37
Co	-0,44	0,68	0,05
Вес	24	16	13

Отобранные в полевых условиях литохимические и точечные пробы проанализированы в Центральной Лаборатории ОАО «Камчатгеология» (г. Петропавловск-Камчатский).

Все литохимические и точечные пробы (567 и 285 соответственно) проанализированы на 34 элемента с применением полуколичественного спектрального анализа методом просыпки на трехфазной дуге. Пробы анализировались на приборе ДФС – 8, расшифровка спектрограмм велась по эталонам «Гранит - 83». Часть проб проанализирована атомно-абсорбционным анализом на золото, несколько проб проанализированы на золото и серебро методом пробирного анализа.

Статистические расчеты в обоих случаях выполнялись с использованием программных средств Microsoft Excel-2000, Statistica 6.0, и прежде всего, включали оценки основных параметров статистического распределения содержаний элементов, таких как среднее содержание, медиана и стандартное отклонение.

Для оценки взаимосвязей между содержаниями разных элементов, выявления элементных ассоциаций и дальнейшего выбора полиэлементных геохимических показателей применялись корреляционный анализ с расчетом корреляционной матрицы и факторный анализ.

В связи со значительным различием в характере и степени проявления метасоматического воздействия на породы, а как следствие и в различном минеральном и химическом составе, весь массив геохимических данных был разбит на две выборки: выборка №1 – аргиллизиты и аргиллизированные породы (n= 236), выборка №2 (n=143) – пропилиты и пропилитизированные породы. При этом в расчетах использовались данные только по литогеохимическим пробам, в связи с тем, что точечные пробы, отбирались из максимально обогащенных рудными минералами зон, а следовательно они являются априори аномальными и в общую выборку включены быть не должны.

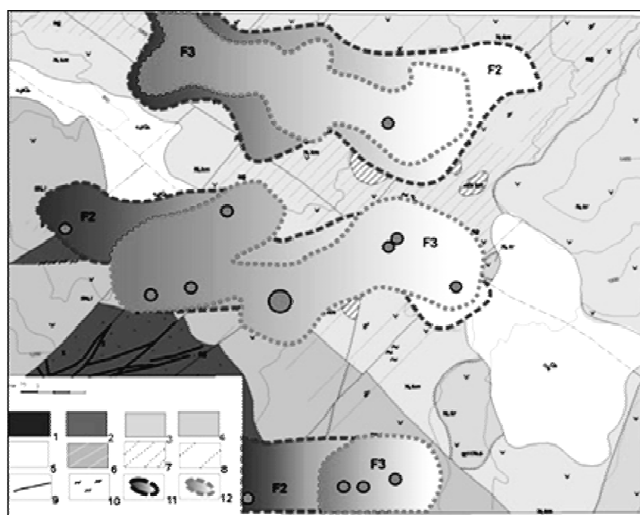


Рис. 1.

Условные обозначения: 1 – Миоцен, лавкинский комплекс гранодиоритовый, диориты, диорит-порфиры; 2 – Миоцен, лавкинский комплекс, андезиты; 3 – нижний миоцен, кимитинский комплекс базальт-андезитовый; 4 – Плиоцен, крукский комплекс андезибазальтовый; 5 – современные солифлюкционно-коллювиальные, аллювиальные образования; 6 – нижний миоцен, кимитинский комплекс, субвулканические образования; метасоматиты и метасоматически измененные породы: 7 – аргиллизитизация, 8 – пропилитизация, 9 – линейные тела вторичных кварцитов и аргиллизитов, 10 – штокерковые зоны кварц-карбонатного и кварцевого состава; 11 – Поле повышенных значений фактора 2 (+Zn(71)Co(68)Cu(41)/-Bi(49)); 12 – Поле повышенных значений фактора 3 (+Bi(54)Zn(37)Sn(34)/-Au(65)Ag(40)); Примечание: точками разного размера обозначены места отбора проб, классифицированные по содержанию золота (в ед. стандарта)

Результаты применения факторного анализа для всего массива данных (n=379) подтвердили и разбраковали два типа метасоматических пород. По данным совместного анализа для двух выборок выделяется ряд элементов-спутников и элементов с повышенной корреляционной связью с золотом (Ag, Bi, Mo, Cu, Pb, As, Co, Zn, Sn). Дальнейшие расчеты проводятся только для этих элементов.

Применение факторного анализа совместно к двум выборкам показывает интересную закономерность. По общепринятой схеме факторного анализа были получены главные компоненты (факторы), факторные нагрузки, дисперсии (веса факторов) и значения главных компонент во всех точках наблюдения (Табл. 1).

Фактор №1 определяет общий набор рудных элементов (Au, Mo, Sn, Pb, Bi, Cu, Co), которые присутствуют в изучаемой системе. В факторах № 2 и № 3 происходит разбиение общей ассоциации на полиметаллическую (Zn, Co, Cu) и собственно золото-серебряную (Au, Ag).

В результате картирования значений факторов F2 и F3 оконтурены поля, в которых факторы выделяются наиболее контрастно (рис. 1). Характерно, что фактор ответственный за полиметаллическую ассоциацию распространен более широко, нежели фактор, ответственный за накопление золото-серебряной ассоциации. Полученным геохимическим полям свойственно наложение друг на друга, что может быть объяснено стадийностью рудообразующего процесса, который свойственен для вулканогенно-гидротермальных систем (Константинов, 2002).

По результатам корреляционного анализа для выборки №1 (аргиллизиты и аргиллизированные породы) содержания золота слабо коррелируют с содержаниями других элементов, тем не менее, наибольшие коэффициенты корреляции у него с мышьяком (+0.18).

Серебро также не обнаруживает сильных связей с другими элементами. Этот факт указывает на самостоятельное и практически независимое поведение Au и Ag в рудообразующем процессе.

Для аргиллизитов и аргиллизированных пород выделяется три главных фактора, описывающие в своей совокупности 54 % общей изменчивости. Золото имеет максимальную нагрузку в третьем факторе (-0,77) и ассоциирует с As (-0,56). Полиметаллическая ассоциация (Zn, Cu, Pb) появляется во втором факторе.

Выделение ассоциации Au-As корреляционным и факторным анализами используется в качестве одного из критериев для решения вопроса о степени эродированности исследуемого участка, что принципиально важно для оценки перспектив площади. В ряду вертикальной геохимической зональности, эмпирически установленной для эпитермальных золото-серебряных месторождений, As занимает верхние позиции, следуя за Pb, Au, Ag. Общий ряд вертикальной зональности выглядит следующим образом: (W, Sn) – Mo – (Cu, Zn) – Pb – Au – Ag – (As, Sb) – Ba – Hg (Константинов, 2002). Учитывая данные по метасоматической зональности для таких месторождений в вулканогенных поясах, определяемую как ряд пропилиты-вторичные кварциты-аргиллизиты (снизу-вверх) (Петренко, 1999; Константинов, 1984) и собственные геологические наблюдения, зона, в которой третий фактор показывает максимальные собственные значения, является верхнерудной.

Корреляционным анализом для пропилитов и пропилитизированных пород отчётливо выделяется следующая ассоциация элементов: Au-As-Ag, что вновь указывает на верхнерудный уровень эрозионного среза.

Оценка прогнозных ресурсов производится исходя из прямых признаков и косвенных критериев золото-серебряного оруденения:

Прямые признаки: 1. содержания золота до 0,7 г/т, а также зоны метасоматитов в которых содержания золота по данным пробирного анализа достигают 2,8 г/т; 2. Наличие на участке штокверковой зоны с содержаниями золота по данным пробирного анализа 0,44 г/т; 3. литогеохимические аномалии (по первичным ореолам рассеяния).

Косвенные критерии: 1. приуроченность золото-серебряного оруденения к полигенным и полихронным вулcano-тектоническим структурам с длительным и многоэтапным периодом развития; 2. сочетания различно ориентированных разрывных нарушений, контролирующих появление метасоматических образований; 3. развитие крупных (5-10 км²) зональных массивов гидротермально измененных пород: вторичных кварцитов, аргиллизитов, пропилитов; 4. комплексные литогеохимические аномалии золота и элементов-спутников золота; 5. литогеохимические ореолы рассеяния надрудных элементов: мышьяк.

На участке рудопроявления «Еловое» оценка прогнозных ресурсов золота категории P₂ основывается на результатах литогеохимических поисков по первичным и вторичным ореолам рассеяния с учетом надрудного уровня эрозионного среза.

Прогнозные ресурсы золота количественно оценены по методике А.П. Соловова.

Геохимические прогнозные ресурсы золота для западных флангов Балхчской ВТС составили 11 тонн.

Автор выражает глубокую признательность сотрудникам ОАО «Камчатгеология» за предоставление материалов для проведения исследования и сердечно благодарит сотрудников ИВиС ДВО РАН и лично Е. Г. Сидорова и В. М. Чубарова за всестороннюю помощь и поддержку.

ЛИТЕРАТУРА

- Петренко И. Д. Золото-Серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Изд-во картографической фабрики ВСЕГЕИ. 1999. 116 с.
- Проект по объекту: ««ГДП-200 листа N-57-IX (Кимитинская площадь в пределах Центрально-Камчатского золоторудного района)» (Государственный контракт от 12.04.2006г. № 2/06)», ОАО «Камчатгеология». 2006-2009
- Константинов М. М., Косовец Т. Н., Кряжев С. Г., Стружков С. Ф., Устинов В. Н. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. Под редакцией А. Н. Кривцова. М.: ЦНИГРИ. 2002.
- Константинов М. М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра. 1984. 165 с.

ДИНАМИКА ПАЛЕОРАСТИТЕЛЬНОСТИ КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА В СВЯЗИ С ПЕРЕМЕЩЕНИЕМ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

¹Лазарева О. В., ²Колька В. В.

¹ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Vasko@krc.ru,
²ГИ КНЦ РАН, Анамуты, kolka@geoksc.apatity.ru

Исследованное озеро Безымянное (65°50'с.ш.; 34°34'в.д., абс.отм. 22,6 м) находится на Карельском берегу Белого моря. Для этой части побережья характерно широкое развитие плоских денудационно-тектонических форм рельефа, на которые наложались более молодые осадки в основном ледникового и морского генезиса. Основу современного растительного покрова составляют сосновые северотаежные леса: сфагновые, сочетающиеся с аапа болотами. Меньшее значение имеют редкостойные леса с сосной и березой (Елина и др., 2000).

Основной целью исследования является выделение палеоэкологических рубежей голоцена и определение изменений в растительном покрове в связи с колебаниями уровня Белого моря. Палинологическим анализом был исследован разрез донных осадков мощностью 2,50 м, образцы отбирались каждые 5-10 см и обрабатывались по стандартному сепарационному методу Гричука В.П. (Пыльцевой анализ, 1950). С помощью программы Tilia построена спорово-пыльцевая диаграмма и выделено 6 пыльцевых зон.

ПЗ 1 (гл. 4,95 – 4,65 м) Pinus – B.Albae – B.Nanae выделена в слое темно-зеленого уплотненного алевролита, с редко встречающимся ракушняковым детритом. Для зоны характерно максимальное количество пыльцы Pinus и B.Albae, а также пыльцы карликовой березы. Обнаружение ее в спорово-пыльцевом спектре, имеет значение даже при малом количестве, так как пыльцевая продуктивность данного вида очень мала и пыльца откладывается в отложениях *in situ*. Значение разнотравья невелико и представлено видами сем. Asteraceae, Apiaceae, Ranunculaceae, Rosaceae. Присутствие в спектре небольшого количества пыльцы Chenopodiaceae и Artemisia, говорит об их пионерном расселении на освобождающихся участках суши. В группе споровых, главенствующее положение занимают папоротники. Наличие пыльцы термофильных элементов флоры Ulmus laevis, Tilia cordata, Corylus avellana, Betula pendula позволяет отнести данную пыльцевую зону предположительно к атлантическому (АТ) периоду. Отмечено присутствие морских планктонных диатомей (аналитик Шелехова Т.С.).

ПЗ 2 (гл. 4,65 – 3,95 м) Pinus – B.Albae – B.pendula – Q-mix – Corylus выделена в слое однородного темно-зеленого алевролита с морскими раковинами, выше осветленного и более насыщенного органикой. Увеличение пыльцы термофильных элементов, ход кривой пыльцы ели, а также постоянное присутствие пыльцы Pinus, все это позволяет отнести данные отложения к атлантическому периоду. Количество пыльцы разнотравья невелико и представлено видами 6 семейств. Единичные находки в образцах морских планктонных сферических диатомей рода Thalassiosira sp., Paralia sulcata и Coscinodiscus sp. характеризуют морские условия обитания. Присутствуют пыльцевые зерна Atriplex nudicalus (сем.Chenopodiaceae), произрастающего на соленых и засоленных почвах. Залегающие над ними слои характеризуются максимальным присутствием пыльцы широколиственных пород деревьев и других термофильных элементов в спорово-пыльцевой диаграмме и поэтому отнесены к климатическому оптимуму голоцена или второй половине АТ.

ПЗ 3 (гл. 3,95 – 3,25 м) Q-mix – Alnus glutinosa – Phragmites – Cyperaceae – Pediastrum выделяется в слое сапропеля с неотчетливой слоистостью, с включениями минеральных частиц в виде песка и алевролита в нижней части интервала. Граница зоны проводится по увеличению пыльцы широколиственных пород деревьев и Alnus glutinosa. Отмечен ход кривой пыльцы Picea, количество которой падает на фоне максимума пыльцы термофильных компонентов. Резко возрастает содержание в спектре пыльцы Phragmites и Cyperaceae – показателей зарастания прибрежной зоны, что свидетельствует о резком падении уровня моря и его регрессии, что подтверждается сменой в составе осадков, проявившейся в увеличении содержания минеральной фракции. В береговой зоне широко распространяются водные растения, произрастающие в пресноводных условиях. Отмечены колонии Pediastrum, которые представлены в основном космополитами с широкой экологической амплитудой.

ПЗ 4 (гл. 3,25 – 2,80 м) Pinus – Picea – B.Albae – B.Nanae – Equisetum выделена в слое сапропеля светло-коричневого цвета. Характеризуется снижением в спектре пыльцы широколиственных и увеличением сосны и березы. Максимум пыльцевых зерен прибрежно-водных растений указывает на их широкое распространение в пресноводном водоеме. Появление в спектре пыльцы Menyanthes – вахты трехлистной, предпочитающей топкие, сплавинные местообитания и большого количества спор Equisetum отражают некоторое повышение уровня грунтовых вод и активное зарастание прибрежной зоны. Преобладающее значение приобретают леса с сосной, елью и березой.

ПЗ 5 (гл. 2,80 – 2,55 м) Pinus – Alnus glutinosa – B. Nanae – Calluna vulgaris – Cyperaceae – Sphagnum выделяется в слое однородного сапропеля темно-коричневого цвета без минеральных частиц.

Характеризуется увеличением пыльцы в группе древесных и уменьшением в группе трав. Количество пыльцы широколиственных уменьшается и к концу зоны минимально. Присутствие в спектре пыльцы *Calluna vulgaris* и других *Ericales* свидетельствует о развитии кустарничкового яруса. Из споровых преобладают *Sphagnales*. Видовой состав приморских лугов обеднен. Спорово-пыльцевые спектры данной зоны по составу близки к современным.

ПЗ 6 (гл.2,55 – 2,40 м) Pinus – Picea выделяется в слое однородного сапропеля. Участие березы в пыльцевых спектрах снижается, абсолютное господство получает пыльца сосны, кривая пыльцы ели после небольшого снижения, снова увеличивается. Отмечено резкое возрастание спор Bryales. На заболоченной территории массовое распространение получили северотаежные сосновые леса. Так как верх разреза отобран не полностью, диаграмма носит незавершенный характер. Спорово-пыльцевой спектр данной зоны сформировался на заключительных этапах голоцена.

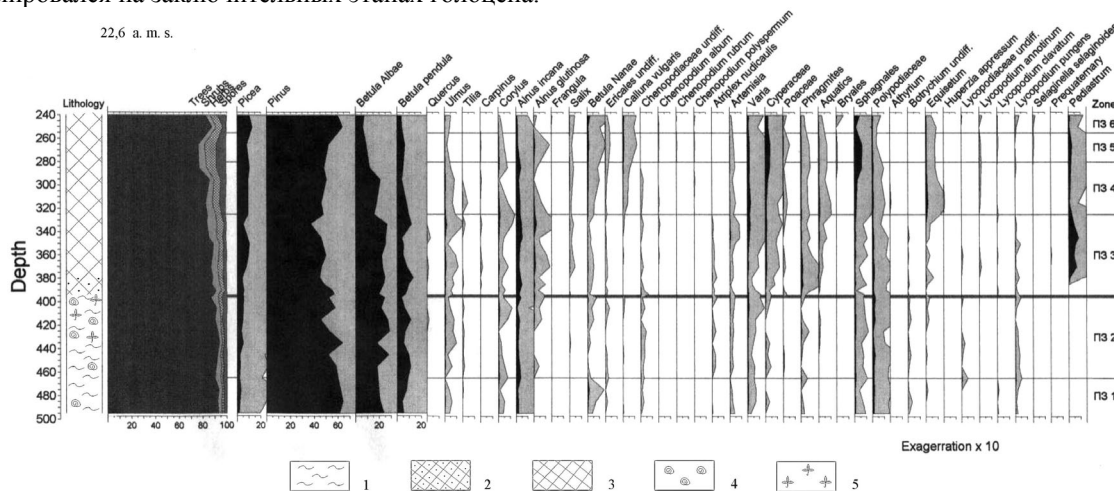


Рис. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений озера Безымянное (аналитик Лазарева О.В.)
1 — алевроит, 2 — сапропель с песком, 3 — сапропель, 4 - ракушняковый детрит, 5 - растительные остатки

Выводы

Интерес к изучению данной территории вызван малым количеством изученных разрезов южного побережья Кандалакшского залива Белого моря, которое в голоцене подвергалось гляциоизостатическому поднятию. Существуют СПД для двух разрезов – разреза Узкое и разреза Солнечное (Елина, Лебедева, 1992). По данным для района Лесозавода и Чупы (Колька и др., 2005) такое изменение в озерах с отметками 23-24 м над уровнем моря произошло 3400 - 4100 лет назад соответственно. Учитывая, что озеро Безымянное расположено восточнее района Чупы, и интенсивность гляциоизостатического поднятия там слабее, можно предположить, что смена условий осадконакопления произошла здесь приблизительно 6000 - 4800 л.н. На основании палинологического анализа изменения в растительном покрове произошли предположительно с атлантического и до начала субатлантического периода. Учитывая данные ПЗ1 – ПЗ3, а именно постоянное присутствие пыльцы широколиственных и других термофильных элементов, ход кривой ели, а так же широкое распространение папоротников, спектры этих зон образовались в теплое время атлантического периода. На данной территории с начала АТ были распространены северотаежные светлохвойные сосново-березовые леса с подчиненным значением трав и споровых. Кустарниковый ярус занимали ольха с небольшой примесью лещины и карликовой березы. С увеличением тепло- и влагообеспеченности становится возможным распространение широколиственных лесов, которые схожи по облику со среднетаежными, а затем с южнотаежными лесами. Изменение характера растительности указывает на потепление климата и повышение влажности, поэтому отложения богаты органикой и скорость осадконакопления велика. Затем, в связи с регрессией Белого моря, освобожденные от воды участки суши осваиваются пионерной травяной растительностью. На этом фоне несколько снижается присутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы древесной растительности. Постоянные находки в спектрах морских планктонных диатомей на гл. 4,95- 3,91 м и их исчезновение выше позволило определить смену морских условий пресноводными. Скорее всего, это произошло во второй половине атлантического периода, соответствующего климатическому оптимуму голоцена. Смену гидрологического режима так же подтверждает постоянное присутствие в спектрах выше 3,91 м пыльцы прибрежно-водной растительности. В связи с опреснением водоема она получила широкое распространение. Разнотравье представлено видовым разнообразием 8 семейств. С глубины 3,25 м в слое сапропеля определены отложения суббореального (SB) периода. Выделить их позволяет уменьшение в спектре пыльцы широколиственных пород деревьев, увеличение пыльцы *Pinus* и *B. Albae*. Пик спор *Equisetum* характеризует узколокальные условия существования и свидетельствует об изменении гидрологического

режима водоема. В это время на данной территории распространялись сосново-еловые кустарничковые леса с участием ольхи черной и карликовой березы. Широкое распространение получили травы сем. Сурегасеае и Роасеае, отражающие локальные условия осадконакопления. Выше гл. 2,60 м скорее всего залегают осадки субатлантического (SA) периода. По сравнению с суббореальным в SA периоде идет уменьшение тепла и нарастание влажности, но заболоченность территории не способствует распространению еловых лесов, поэтому широкое развитие получают сосновые северотаежные леса.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук В.П. Пыльцевой анализ. Госгеолиздат. Москва. 950. С. 32-35.

Елина Г.А., Лебедева Р.М. Динамика растительности и палеогеография голоцена Карельского берега Прибеломорской низменности // Ботанический журнал. 1992. Т.7. № 5. С. 17-29.

Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниково и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск. 2000. С. 101-107.

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последлениковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова /Сборник статей/. Редактор академик РАН Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. С.15-25.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОГО БОРТА ЦИПРИНГСКОЙ СТРУКТУРЫ. СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

Матреничев А. В., Матреничев В. А.

ИГГД РАН, Санкт - Петербург, matrenichev@gmail.com

Ципрингская структура находится в юго-западной части Пана-Куоляярвинского синклинория, который является крупнейшей палеопротерозойской супракrustальной структурой северной Карелии. Вопросами геологии и стратиграфии пород ципрингской структуры в разное время занимались В.И. Коросов, С.И. Турченко, В.В. Травин. По мнению большинства исследователей Ципрингская структура представляет собой сложную синформу, сложенную супракrustальными образованиями раннего протерозоя, которые залегают на гранитоидных фундаментах. В северном борту структуры, в основании палеопротерозойского разреза В.И. Коросовым были выделены и описаны гранитные конгломераты (Коросов, 1987). В настоящей статье содержатся новые данные о геологических взаимоотношениях пород архейского фундамента и палеопротерозойского чехла.

Разрез северного борта ципрингской структуры начинается с гранитоидов фундамента. Гранитоиды представлены неравномерно мигматизированными биотитовыми и эпидот-биотитовыми гнейсами с лепидогранобластовой структурой (Травин, 1993). Местами в структуре гнейсов встречаются участки со скоплениями крупных серицитизированных зерен тектонизированного плагиоклаза, корродированного кварцем. В этих агрегатах кварц гранулирован, зерна плагиоклаза разобщены, присутствует наложенный микроклин.

В основании разреза палеопротерозоя находится кора выветривания по гранитоидам фундамента. В коре выветривания можно выделить несколько зон. Начальная зона – зона физической дезинтеграции гранитоидов фундамента, мощностью не менее 30 м. Для нее характерны разобщенные участки песчанистого элювия, которые заполняют промежутки между крупными блоками гранитоидов. По этому признаку зона физической дезинтеграции отличается от вышележащей зоны песчанистого элювия. В зоне песчанистого элювия отсутствуют крупные обломки гранитоидов (рис. 3). Размер обломков пород и полевых шпатов не превышает 15 мм.,

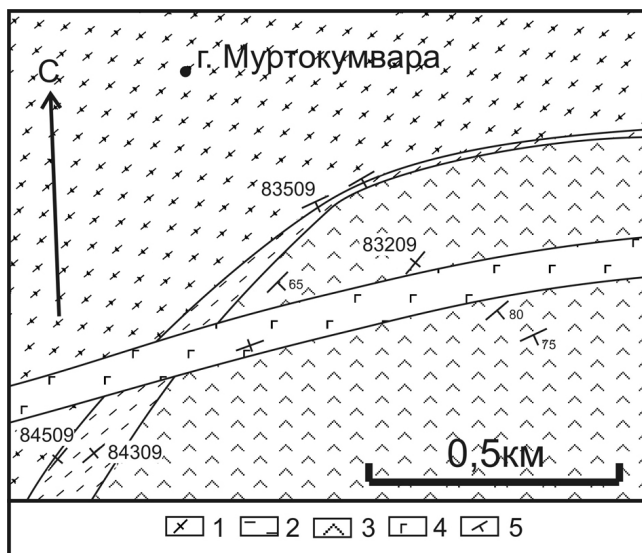


Рис. 1. Схема геологического строения детального участка «Медведь», Северный борт Ципрингской структуры.

Условные обозначения: 1- гранитоиды фундамента, 2 – биотит-хлоритовые сланцы, 3 – плагиопорфировые риодациты, 4 – габбро-амфиболиты, 5 – элементы залегания

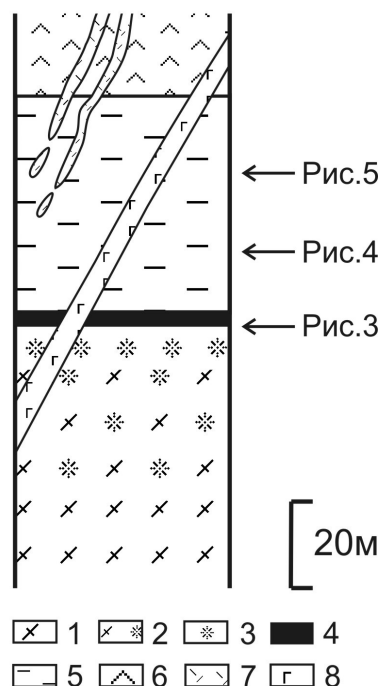


Рис. 2. Геологический разрез пород, распространенных на детальном участке «Медведь», северный борт Ципрингской структуры.

Условные обозначения: 1- гранитогнейсы фундамента; Кора выветривания: 2 – зона физической дезинтеграции гранитоидов фундамента, 3 – зона песчанистого элювия, 4 – глинистая зона; 5 - биотит-хлоритовые сланцы, 6 – плагиопорфировые риодациты, 7 – кварц-плагиопорфировые риодациты, 8 – габбро-амфиболиты

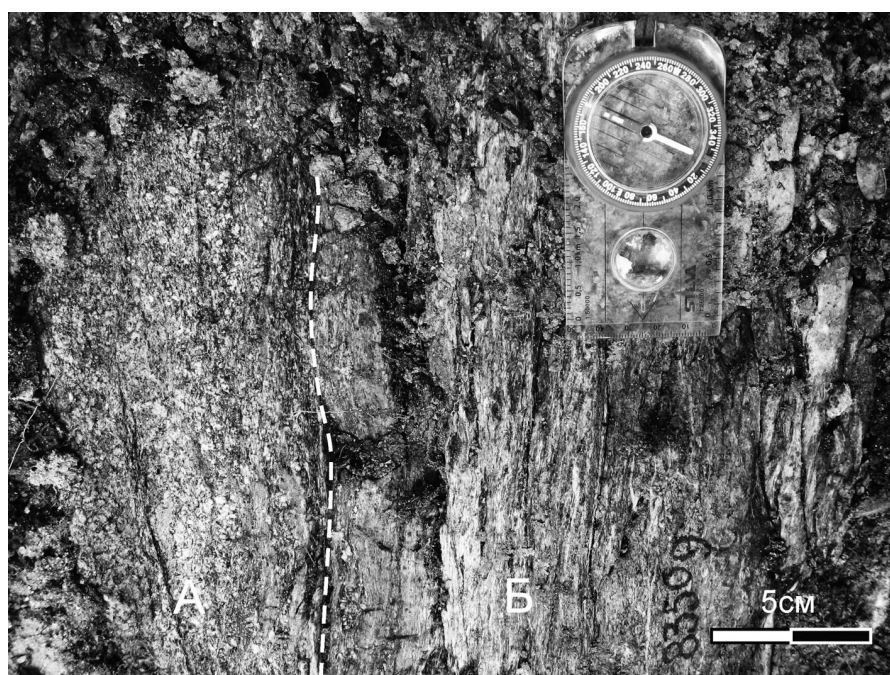


Рис. 3. 83509. Контакт зоны песчанистого элювия (А) и глинистой зоны (Б) коры выветривания

пространство между ними выполнено слюдястым агрегатом бледно-зеленоватого цвета. В пределах этой зоны вверх по разрезу уменьшается размер обломков пород и обломков кристаллов полевого шпата и увеличивается количество слюдястого материала. Верхняя часть гипергенного профиля, мощностью 30 см., в настоящее время представлена мелкозернистыми кварц-серицитовыми сланцами (рис. 3), которые являются продуктом метаморфизма глинистой, существенно иллитовой, зоны коры выветривания.

Образования коры выветривания перекрываются, черными, тонкополосчатыми хлоритовыми и биотит-хлоритовыми сланцами. Вблизи контакта с корой выветривания сланцы существенно хлоритовые, но их мощность не превышает 1 м. С удалением от контакта в этих сланцах увеличивается количество биотита. Примерно в двух метрах от контакта сланцы прорваны жилой кварц-плагиопорфировых вулканитов, мощностью 25 см. (рис. 4). Аналогичные жилы встречаются в плагиопорфировых риодацитах, залегающих на этих метатеригенных породах.

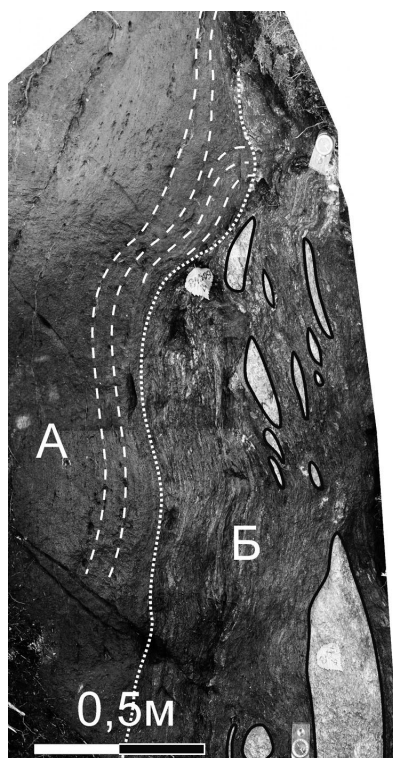


Рис.4. 84509. Биотит-хлоритовые сланцы с будинами кварц-плагиопорфировых риодацитов

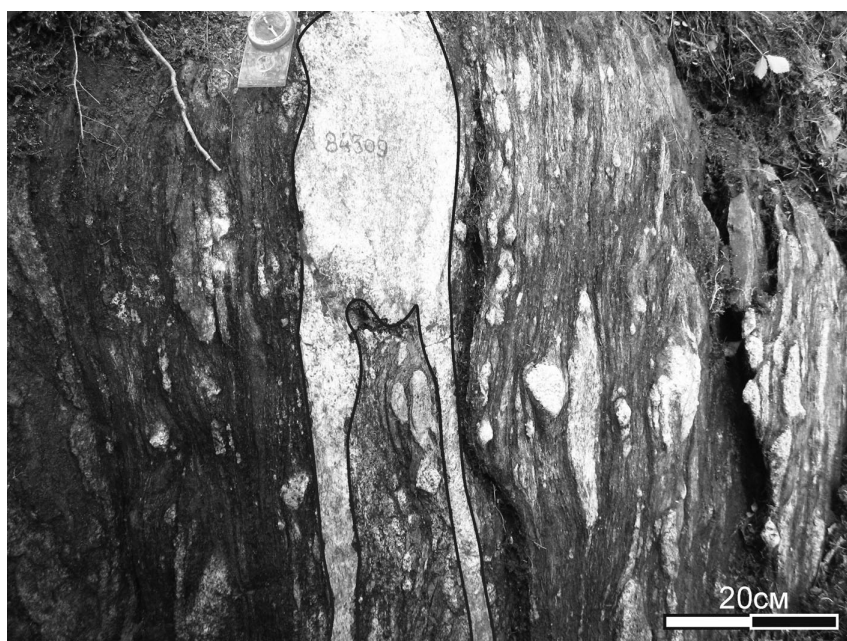


Рис. 5. 84309. Будинирование жилы кварц-плагиопорфировых риодацитов в биотит-хлоритовых сланцах

Плагиопорфировые риодациты сейчас представляют собой темно-серую, сланцеватую породу с хорошо заметными вкрапленниками плагиоклаза. Количество порфировых вкрапленников плагиоклаза в риодацитах варьирует от 10% до 30%, а их размер от 0,5 мм. до 30 мм. Основная масса местами существенно биотитизирована. Средний химический состав плагиопорфировых риодацитов характеризуется содержанием $\text{SiO}_2 = 69,4\%$, $\text{MgO} = 1,59\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,8\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,97\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,47\%$, $\text{TiO}_2 = 0,9\%$. Вверх по разрезу плагиопорфировые риодациты перекрываются кварц- плагиопорфировыми риодацитами, которые обеднены MgO и TiO_2 относительно нижележащих плагиопорфировых вулканитов ($\text{MgO} = 0,53\%$, $\text{TiO}_2 = 0,58\%$).

Вблизи непосредственного контакта биотит-хлоритовых сланцев и коры выветривания наблюдаются будинированные жилы кварц-плагиопорфировых риодацитов. В обнажении 84309 такая жила, мощностью 25 см., будинируется на множество мелких будин (рис. 5). Размер этих будин варьирует от 2 на 5 см. до 10 на 30 см. В результате этого порода приобретает вид псевдоконгломератов. В серии обнажений наблюдаются повышение интенсивности наложенных деформаций на эти породы. В участках наиболее интенсивного проявления таких деформаций все пространство между будинами перекристаллизовано с образованием хлорит-амфиболовых бластомилонитов (рис 5).

Таким образом, проведенные исследования позволяют говорить о том, что инициальный вулканизм ципрингской структуры представлен плагиопорфировыми риодацитами, которые сменяются кварц-плагиопорфировыми риодацитами. Кислые вулканы залегают на метатерригенных породах основного состава.

В основании палеопротерозойского разреза выделена кора выветривания по архейским гранитоидам фундамента глинистого типа, которая изначально имела существенно иллитовый состав.

Автор выражает сердечную благодарность В.В.Травину и С.И.Турченко, любезно предоставившим свои полевые материалы, а также коллекции шлифов и химические анализы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05 07 00570

ЛИТЕРАТУРА

Коросов В.И., Елисеев М.А., Назарова Т.Н. Стратиграфия карельских образований Ципрингско-Панаярвинской структуры // Геология северо- и восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск. 1987. С. 80-98.
Травин В.В. О гранитоидах фундамента карелид Северной Карелии // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. 1993. С. 4-24.

ФЕНОМЕН ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА КРАСНОЦВЕТНЫХ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Мингалёв А. Н.

Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар, 16.12.2004@mail.ru

Красноцветные глинистые отложения Среднего Тимана известны еще с XV века за счет приуроченных к ним медно-сульфидных проявлений (Шумилов, 2008). Данные отложения имеют среднедевонский возраст и относятся к пестроцветной формации, исследованной нами во время полевых работ 2008 г. в бассейне р. Цильма.

Терригенные осадки среднего девона представлены листовенничной, валсовской, цилемской и устьчиркинской свитами, которые в основном сложены переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками серых, зеленых и голубых окрасок. Спорадически по всему разрезу встречаются маломощные и непротяженные слои и линзы красноцветных пород. Частота их встречаемости и мощности постепенно возрастают вверх по разрезу и к верхней части усть-чиркинской свиты в районе р. Рудянки (левого притока р. Цильмы) достигают максимальных значений (около 40 м в сумме).

Красноцветные отложения представлены довольно плотными породами, окраска которых варьирует в разнообразных коричнево-красных оттенках. При осмотре образцов невооруженным глазом складывается впечатление, что осадки сложены в основном глинами, иногда с прослоями глинистых алевролитов, хорошо выделяются слои песчаника – единственной литифицированной породы. Под такими определениями породы и фигурируют во всех отчетах производственных организаций и ранее опубликованных научных статьях.

Произведенный нами гранулометрический анализ проб показал, что породы охватывают спектр от алевроитовой глины до глинистого алевроита с постоянной небольшой (0.п-3%) примесью песчаного материала, а выделяемые ранее породы как песчаники не являются таковыми, а относятся к песчано-глинистому алевроиту. При этом отсутствуют также, собственно, чистые глины и алевроиты. Таким образом можно сказать, что породы сложены разнообразным по гранулометрическому составу материалом в различных пропорциях с распределением от равномерного до послойного, но результаты гранулометрического анализа не всегда удовлетворяют реальному составу пород, что вызвано их особым составом. Дело в том, что в сложении многих пластов красноцветных отложений принимают участие катыши (катуны (Фролов, 1993)).

Под катышами мы подразумеваем продукты перемыва уплотненных, но не литифицированных (!), а иногда и полужидких отложений алевропелитового состава. Обломки таких пород имеют песчано-гравийную крупность (от 0.1 до 5 мм в диаметре), что резко их отличает от всех прочих. Следует отметить, что в породах, сложенных катышами, изредка встречаются обломки веточек более крупных размеров, чем в

слоистых породах (диаметром до 5 мм), и мелкий детрит раковин моллюсков и панцирей рыб. На долю катышей может приходиться до 80% объема осадка. Таким образом, структуру породы следует определить как псаммитовую – песчано-гравийную – с глинисто-алевритовым цементом от базального до порового. Однако по своим физико-механическим свойствам (впрочем, как и по химическим) материал катышей не отличается от глинистого материала матрицы, в том числе, он столь же легко распускается в воде. Следовательно, при гранулометрическом анализе проб не были получены результаты, соответствовавшие породам песчано-гравийного сложения, что подтверждается проведенными исследованиями.

При наличии в разрезе пород без катышей и с таковыми, вплоть до сложения ими большей части объема породы, возникает вопрос о номенклатуре таких пород. Особую сложность вызывают случаи, когда на долю катышей приходится часть объема осадка. Например, с одной стороны, матрица и сами катыши имеют, состав, отвечающий сильноглинистому алевриту или алевритистой глине, что и покажет гранулометрический анализ, а с другой стороны, на долю катышей диаметром 2 мм приходится, предположим, 40% объема породы. Следовательно, в названии породы должно фигурировать слово «гравий». В результате получается совершенно несуразное название породы – алевритисто-гравийная глина! Учитывая, что гранулометрический состав катышей в подавляющем большинстве случаев весьма близок составу матрицы, то было принято решение называть породы исходя из данных их гранулометрического состава с указанием содержания катышей, если таковые имеются. Кроме того, при реконструкции гидродинамических условий накопления осадков, содержащих катыши, следует принимать во внимание их текстурно-структурные особенности, а не результаты гранулометрического анализа.

Данные обстоятельства были обнаружены при изучении образцов, как в шлифованных срезах, так и в шлифах. Здесь надо отметить, что при большом содержании катышей разных по цвету, размеру и форме породе присуща пятнисто-порфировая текстура. В свежем сколе образцов они плохо различимы, только в случаях большого содержания катышей скол приобретает крупчатый характер. В шлифованных же плоскостях текстурно-структурные особенности пород группы проявляются весьма ярко (рис. 1). Здесь же следует особо отметить, что иногда в наиболее крупных катышах видно, что они, в свою очередь, могут состоять из более мелких катышей. Это обстоятельство указывает на неоднократный перемыв глинистых отложений после их уплотнения в промежуточных коллекторах.

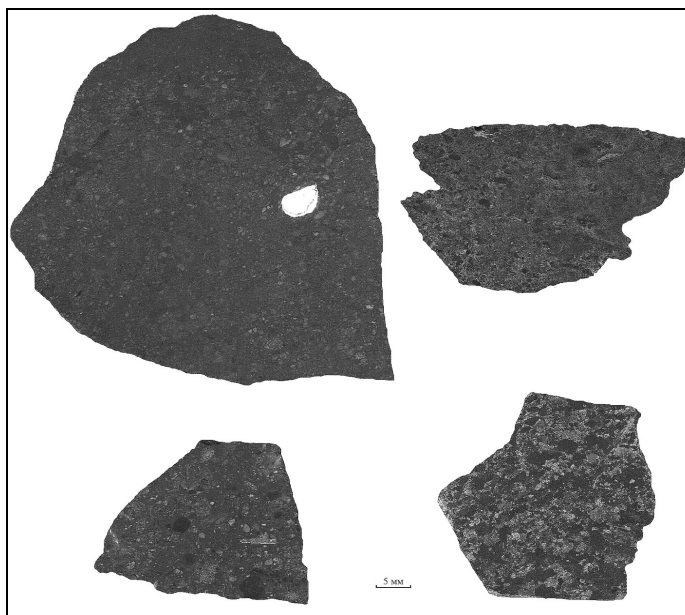


Рис. 1. Красноцветные глинистые породы, состоящие из катышей; шлифованные образцы

Форма катышей варьирует от округлой до угловатой. Границы с материалом матрицы резкие и четкие, обычно катыши имеют светло-коричневые, желтые, желтовато-серые до почти белого цвета окраску, реже темно-коричневую. При этом в сложении пород могут принимать участие катыши различных окрасок.

Материал матрицы может быть полностью аналогичен материалу катышей (являться продуктом их полного разрушения), а может отличаться по цвету и гранулометрическому составу (рис. 2).

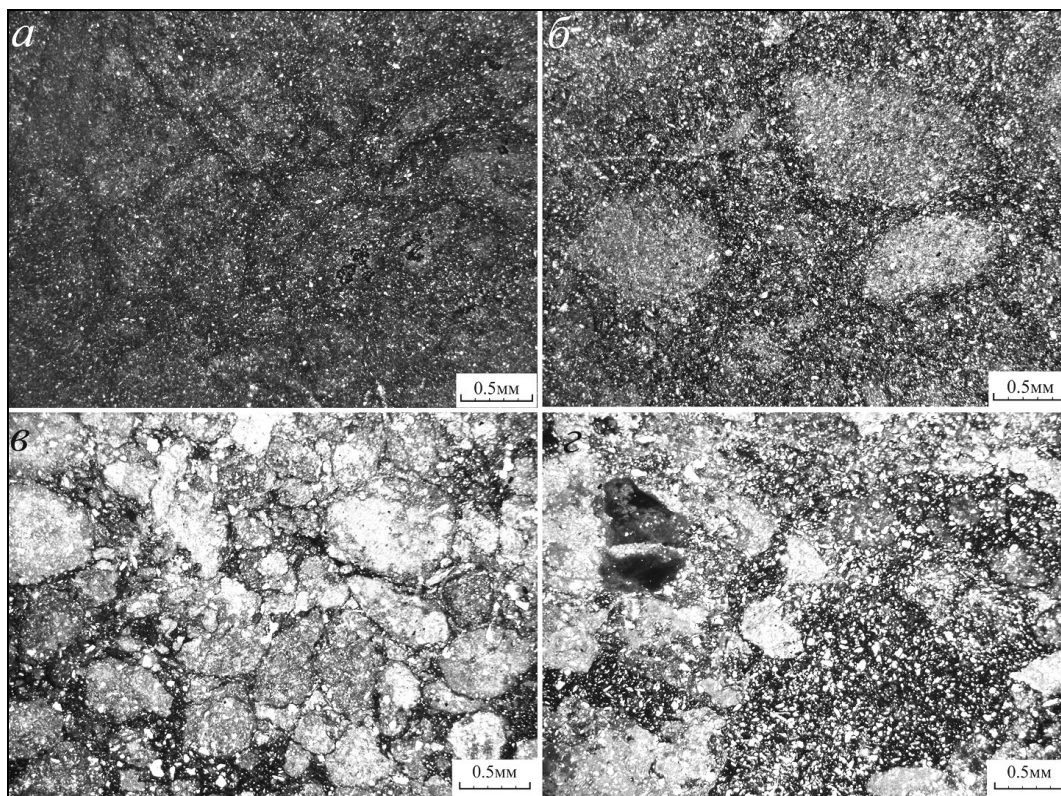


Рис. 2. Породы, состоящие из катышей: коричневых в коричневой матрице (а); темно-желтых (б), светло-желтых и белесых (в), разноокрашенных (з) в темно-коричневых матрицах; шлифы, николи ||

Полученные результаты исследования пород, состоящих из катышей, позволили сделать ряд выводов.

1. Гранулометрический состав пород (по текстурно-структурным чертам) и наличие в них захороненного разнообразного органического детрита указывают на довольно высокую динамичность среды осадконакопления, способную перемещать обломки песчано-гравийной крупности.
2. Из наблюдений современного размыва глинистых отложений изучаемого разреза складывается следующая картина. Сначала коренная порода разрушается на осколки размером 1-15 см в поперечнике. Затем после увлажнения на дневной поверхности с последующим высыханием рассыпается на мелкие изометричные блоки с размерами, близкими к размерам наблюдаемых нами катышей. Эти кусочки довольно легко переносятся рекой на расстояние до 2-3 километров и быстро принимают окатанные формы. Таким образом, можно заключить, что и в девоне катыши переносились примерно на такие же расстояния.
3. Обнаружение относительно крупных катышей, состоящих из катышей, указывает на неоднократный переувлажнение глинистых отложений после их уплотнения в промежуточных коллекторах.
4. Разнообразие в окрасках катышей может свидетельствовать о том, что в место их последнего накопления сносился материал из различных горизонтов, возможно различных кор выветривания, неоднократную переработку в промежуточных коллекторах. Следовательно, реконструкция первичного субстрата кор выветривания, где впервые образовался изучаемый нами глинистый материал, маловероятна.

Автор выражает благодарность научному руководителю И. Х. Шумилову за консультации и помощь в обработке совместно отобранного каменного материала.

ЛИТЕРАТУРА

Фролов В. Т. Литология. т. 2. М.: Изд-во МГУ. 1993. 432 с.

Шумилов И. Х. История открытия первого медного месторождения в России // Горный журнал. 2008. № 12. С. 88–90.

ТИТАНОНОСНЫЕ ГАББРОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Митрохин А.В., Митрохина Т.В.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, mitr@mail.univ.kiev.ua

Интрузии титаносных габброидов широко распространены в восточной части Волынского мегаблока Украинского щита (Кудинова, Металиди, 1987). В действующей ныне корреляционной схеме докембрия Украинского щита они отнесены к коростенскому интрузивному комплексу ранепротерозойского возраста (PR₁ks). Наиболее известны Стремигородская, Крапивенская, Федоровская, Рыжаны-Паромовская, Торчинская, Пенizeвичская, Давидковская и Юровская титаносные интрузии (Митрохина, Митрохин, 2007). Несмотря на детальные работы, проводившиеся на площади титаносных интрузий в разное время, отдельные аспекты их геологического строения, особенности вещественного состава и происхождения в геологической литературе освещены недостаточно.

Согласно последним данным, коростенский интрузивный комплекс включает одноименный плутон анортозит-рапакивигранитной формации, а также ряд мелких габбро-анортозитовых массивов в его северном обрамлении (Щербаков, 2008). Титаносные габброидные интрузии выявлены в пределах габбро-анортозитовых массивов Коростенского плутона и его обрамления, а также в поле развития гранитоидов коростенского комплекса. Титаносные интрузии сформированы на заключительной стадии становления базитового магматизма коростенского комплекса, генетически связаны с габбро-анортозитовыми массивами, наследуют главные особенности их геологического развития, вещественного состава и металлогении. Условия внедрения отдельных титаносных интрузий зависели от степени консолидации вмещающих габбро-анортозитовых массивов, что определило форму их залегания, характер контактов и особенности внутреннего строения. В пределах наиболее изученного Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива (ВВМ) интрузии титаносных габброидов имеют концентрически-зональное распределение. При этом, к краевой части массива приурочены полого залегающие пластино-образные интрузии неполнодифференцированных габбро-норитов с бедными вкрапленными титановыми рудами (Борисенко, 1982). Центральная часть ВВМ прорвана многочисленными, более мелкими по размеру полнодифференцированными интрузиями титаносных оливиновых габбро и ультрамафитов, содержащими более богатое ильменитовое орудинение. Интрузии титаносных оливиновых габбро ориентированы согласно с текстурам течения во вмещающих анортозитах и практически независимо от ортогональной и диагональной сетки разломов. Их обычными формами залегания являются линзовидные, корытообразные и штокообразные. Характер локализации интрузий, а также особенности глубинного строения позволяют предполагать, что линзовидные формы возникли при внедрении интрузий в полностью затвердевший анортозитовый массив. Деформированные корытообразные и штокообразные формы указывают на внедрение в частично консолидированные габбро-анортозиты, сопровождаемое прототектоническими деформациями. В многочисленных обнажениях на площади ВВМ титаносные габброиды имеют резкие интрузивные контакты по отношению к анортозитовым породам. Однако, лишь в отдельных случаях обнаружены зоны закалки, сложенные габбро-долеритами. В буровых скважинах, залегание титаносных габброидов может меняться от согласного до несогласного по отношению к линии контакта. Многочисленные ксенолиты анортозитов в титаносных габброидах не оставляют сомнений в более позднем внедрении последних. Однако данные изотопного датирования свидетельствуют о том, что интрузии титаносных габброидов по времени незначительно оторваны от вмещающих анортозитов (Шумлянский, 2007). Выполненные авторами минералого-петрографические исследования показали, что титаносные габброиды ВВМ наследуют особенности минерального состава вмещающих анортозитов. Отличительными чертами и тех и других являются умеренная основность плагиоклаза, повышенная железистость мафических минералов, представленных пироксеном и оливином, повышенные содержания Fe-Ti оксидно-рудных минералов и апатита, обычное присутствие калишпата и титанистого биотита. О комагматичности титаносных габброидов и анортозитов ВВМ свидетельствуют также их геохимические характеристики. Большинство изученных пород относятся к субщелочной серии. В титаносных габброидах Федоровской интрузии наблюдаются «унаследованные» от анортозитов спектры распределения редкоземельных элементов, с обогащением легкими лантаноидами, относительно тяжелых и инверсией в характере европиевой аномалии. И для титаносных габброидов и для анортозитовых пород характерны обогащенность Ti и P, относительно нижекорового магматического источника, предполагаемого по изотопным данным.

Всем изученным титаносным интрузиям присуща первично-магматическая расслоенность, которая в значительной степени определяет распределение петрогенных и рудных компонентов. Условия залегания, структурно-текстурные особенности, а также особенности вещественного состава титаносных габброидов определяются явлениями кристаллизационной и гравитационно-кинетической дифференциации исходных расплавов в конечных магматических камерах. Так в разрезе хорошо изученной Крапивенской интрузии

устанавливается глубинная мегарасслоенность на три горизонта, в разной мере обогащенных Fe-Mg силикатными и Fe-Ti окисно-рудными минералами (Митрохин и др., 2009). Верхний горизонт сложен рудными оливиновыми мелагаббро с подчиненными прослоями мезократовых габбро, верлитов и клинопироксенитов. Концентрации Fe-Ti окисно-рудных минералов данного горизонта могут превышать 25%. В среднем и нижнем горизонтах меланократовость пород понижается, что сопровождается снижением концентраций рудных до 5-10%. В разрезе Федоровской интрузии также выделяются три горизонта оливиновых габбро (Митрохин и Митрохина, 2006). Однако здесь наибольшие концентрации ильменита приурочены к среднему горизонту, сложенному рудным оливиновым мелагаббро, с подчиненными прослоями мезократовых габброидов. Макрорасслоенность титаносных габброидов подчеркивается нечеткой полосчатой текстурой с чередованием прослоев сантиметровой мощности в разной мере обогащенных мафическими силикатами, а также ильменитом и титаномагнетитом. Слоистость подчеркивается план-параллельной ориентацией удлинённых зерен плагиоклаза, клинопироксена и апатита, а также, в некоторых случаях, ориентацией агрегатов рудных минералов. Скрытая модальная расслоенность установлена для Рыжаны-Паромовской и Федоровской интрузий. Она проявлена в возрастании концентраций апатита и титаномагнетита вверх по разрезу. В пределах Крапивенской и Федоровской интрузии установлена скрытая расслоенность, выражающаяся в закономерном изменении химического состава плагиоклазов, пироксенов, оливинов и Fe-Ti окисно-рудных минералов на глубину (Duchesne et al., 2006; Митрохин и др., 2009). Изучение рудных минералов Федоровской интрузии показало наличие трех ритмов с закономерными вариациями содержаний TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и V_2O_5 в сосуществующих ильменитах и титаномагнетитах (Митрохин, Митрохина, 2006). Для изученных титаносных габброидов весьма характерны кумулятивные структуры, обусловленные более ранним выделением плагиоклаза и оливина по отношению к пироксену. Обращает внимание, что ильменит и апатит могут быть как кумулятивной фазой, так и интеркумуляусной. Отличия в минеральном составе и ассоциациях рудных минералов позволяет выделить три петрографических типа титаносных интрузий. Наиболее распространены интрузии титаносных оливиновых габбро с бедным и средне-вкрапленным апатит-титаномагнетит-ильменитовым орудинением, примерами которых являются Крапивенская, Федоровская и Рыжаны-Паромовская. Гораздо реже встречаются интрузии титаносных троктолитов со средне-вкрапленными апатит-ильменитовыми рудами, типа Стремигородской (Проскурин, 1984). Редкий тип представляет также Пенizeвичская интрузия титаносных норитов, характеризующаяся густо-вкрапленными ильменитовыми рудами (Митрохин и др., 2008). Средневзвешенный химический состав Федоровской интрузии титаносных оливиновых габбро отвечает субщелочному оливиновому ферробазальту (Митрохин, Митрохина, 2006). Обычный порядок кристаллизации титаносных габброидов, определяемый при изучении кумулятивных парагенезисов в интрузиях оливиновых габбро: Pl+Ol – Pl+Ol+Aug+Ilm – Pl+Ol+Aug+Ilm+Ap – Pl+Ol+Aug+Ilm+Ti-Mt+Ap, полностью совпадает с установленным в экспериментах (Toplis, Carroll, 1994) для ферробазальтовых систем. Несколько отличаются от обычного порядка кристаллизации породы Стремигородской интрузии, где плагиоклаз оливин и ильменит накапливаются в кумулятах, а авгит начинает кристаллизоваться последним, преимущественно из интеркумуляусного остаточного расплава. Возможно, это связано с большей основностью материнского расплава, а также его большим насыщением Ti и P и меньшей фугитивностью кислорода. Более значительные отклонения в порядке кристаллизации характерны для Пенizeвичской интрузии, кумулятивный парагенезис которой: Pl+Ilm+Orx, не имеет аналогов среди исследованных интрузий коростенского комплекса, но зато чрезвычайно распространен в титаносных норитах Норвегии (Duchesne, 1999). По аналогии с ними для Пенizeвичской интрузии можно предположить йотунитовый (монцодиоритовый) состав исходной магмы.

На порядок кристаллизации Fe-Ti окисно-рудных минералов существенно влияла фугитивность кислорода. Характер смены кумулятивных парагенезисов в разрезах интрузий оливиновых габбро, а также микроструктурные особенности пород указывают на то, что ильменит начал выделяться еще на ранне-магматической стадии, но дальше массово кристаллизовался совместно с титаномагнетитом. Использование двуоксидного геотермометра позволяет оценить температуру совместной кристаллизации ильменита и титаномагнетита в $780-910^{\circ}$. При этом все имеющиеся данные свидетельствуют о низкой фугитивности кислорода во время кристаллизации. Субсолидусное переуравновешивание и распад твердых растворов имели место при температурах $470-650^{\circ}$. При этом титаномагнетит утратил первичную гомогенность, приобретя разнообразие тканевых, решетчатых и пластинчатых структур прорастания с новообразованным ильменитом, ульвошпинелью и плеонастом. Первичный ильменит, наоборот, приобрел почти стехиометрический состав при однородной микроструктуре.

Популярная в свое время идея о метаморфогенном образовании руд Стремигородской интрузии (Тарасенко, 1987), не получила подтверждения. Установлено, что гидротермально-измененные троктолиты сохраняют первичную гипидиоморфнозернистую структуру с кумулятивными скоплениями оливина, ильменита и апатита. Несмотря на значительные постмагматические изменения главных породообразующих минералов, ильменит и апатит остаются устойчивыми, сохраняя первичную эвгедральную форму кристаллов. Стадийность постмагматических процессов изучена в рудных норитах Пенizeвичской интрузии. При

последовательном замещении оливина – тальком и магнетитом, ортопироксена – актинолитом и куммингтонитом, а плагиоклаза – серицитом и пренитом, ильменит остается устойчивым, сохраняя первичную морфологию и состав. Более того исследование количественного минерального и химического состава руд показало, что содержание ильменита, а также валовое содержание TiO_2 в породах никак не зависит от степени постмагматических изменений.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисенко Л.Ф., Проскурин Г.П., Крупенькина Н.С., Воллосович Н.Н. Рудоносные габбро-нориты Володарск-Волинского массива // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1982. №2. С. 47-56.
- Кудинова Л.А., Металиди С.В. Титаноносные массивы габброанортозитов. М.: Недра. 1987. 136 с.
- Митрохин А.В., Митрохина Т.В. Петрология и рудоносность Федоровского апатит-ильменитового месторождения // Мин. журн. 2006. Т.28. N4. С. 43-52.
- Митрохина Т.В., Митрохин А.В. Титаноносные интрузии субщелочных габброидов Волинского мегаблока Украинского щита // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. - Материалы международного совещания. Киев. 2007. С. 182-185.
- Митрохин А.В., Митрохина Т.В., Шумлянский Л.В. Минералого-петрографическая характеристика Пенизевичского рудопоявления ильменита (Северо-западный район Украинского щита) // Науч. труды Донецкого национального технического у-та. Серия горно-геологическая. Вып. 8 (136). Донецк. 2008. С. 143-149.
- Митрохин А.В., Андреев А.А., Митрохина Т.В. Минералого-петрографическая характеристика Крапивенской титаноносной интрузии (Волинский мегаблок Украинского щита) // Науч. Труды УкрДГРИ. 2009 (в печати).
- Проскурин Г.П. Объемная зональность апатит-ильменитового оруденения в габброидах Коростенского плутона // В кн: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука. 1984. С. 44-67.
- Тарасенко В.С. Петрология анортозитов Украинского щита и геолого-генетическая модель образования фосфор-титановых руд // Геол. журн. 1987. N4. С. 43-52.
- Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ. 2005. 366 с.
- Шумлянський Л.В. Изотопный U-Pb возраст титаноносных габброидов южной части Володарск-Волинского массива, Коростенский плутон // Науч. труды Института фундаментальных исследований. 2007. Вип.12. С. 118-128.
- Duchesne J.C. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation // Mineralium Deposita. 1999. Vol. 34. P. 182-198.
- Duchesne J.C., Shumlyansky L.V., Charlier B. The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): An example of highly differentiated ferrobasic evolution // Lithos. 2006. V. 89. P. 353-376.
- Toplis M., Carroll M.R. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic system // J. Petrol. 1994. V. 36. P. 1137-1170.

ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЦАГИНСКОГО МАССИВА

Мокрушин А. В.¹, Савченко Е. Э.¹, Цымляков Н. В.²

¹ГИ КНЦ РАН, Анапты, mokrushin@geoksc.apatity.ru

²Анаптынский филиал МГТУ, Анапты

Цагинское титаномagnetитовое месторождение расположено в центральной части Кольского полуострова и связано с одноименным массивом, который входит в состав архейского габбро-анортозитового Кейвско-Колмозерского комплекса. В комплекс также входят Магазин-Мусюрский, Ачинский и Медвежье-Щучьеозерский массивы, которые локализованы главным образом в Верхне-Понойском блоке Кейвской структуры и вдоль ее северной границы с Мурманским доменом.

Цагинский массив является самым крупным представителем данной формации, его возраст по данным U-Pb датирования цирконов равен 2668 ± 10 млн. лет (Баянова, 2004). Интрузив имеет форму овала площадью 170 км^2 , вытянутого в меридиональном направлении (рис. 1). Центральная часть сложена крупно- и гигантозернистыми габбро-анортозитами и существенно титаномagnetитовыми породами - оливинитами, троктолитами, пироксенитами и сплошными титаномagnetитовыми рудами. Краевые эндоконтактные зоны представлены среднезернистыми габбро и габброноритами, в нижних частях зон присутствуют шлиры ультраосновных и плагиоклазовых титаномagnetитовых пород – оливинитов, троктолитов, клинопироксенитов и анортозитов.

Титаномagnetитовое оруденение было открыто в 1950 г. Утвержденные запасы месторождения составляют 54 млн. т. руды со средним содержанием полезных компонентов: $Fe_{\text{вал}}-35\%$, $TiO_2-6,2\%$, $V_2O_5-0,25\%$. Выделено два типа руд: раннемагматические шлирово-сегрегационные, приуроченные к эндоконтактным зонам массива, и позднемагматические фузивные, пространственно связанные с гигантозернистыми габбро-анортозитами ядерной части интрузива (Юдин, 1980).

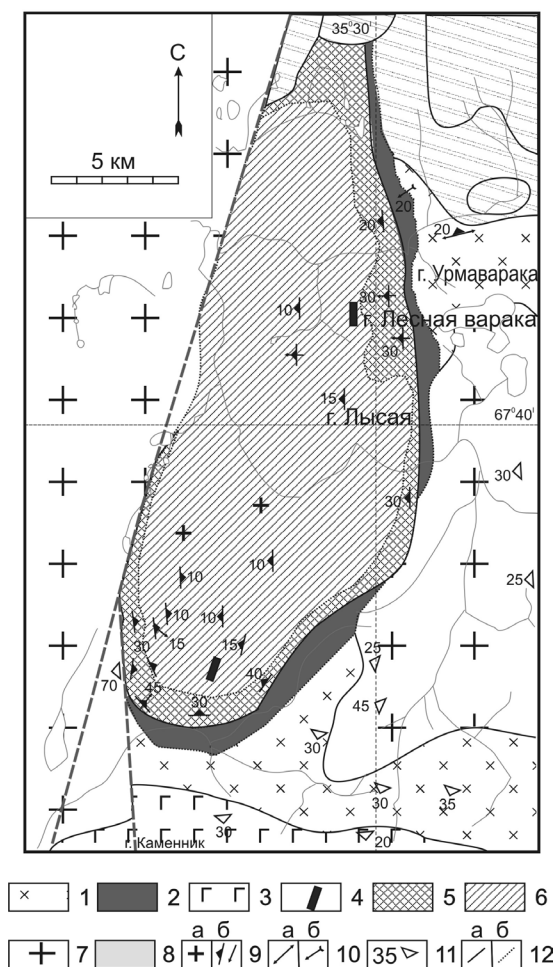


Рис 1. Схематическая геологическая карта Цагинского массива (Юдин, 1980; Геология рудных районов..., 2002).

Условные обозначения: 1 - щелочные граниты; 2 - аплитовые граниты; 3 - габбро-нориты Панских тундр; 4 - дайки диабазов и габбро; 5 - габбро и габбро-нориты; 6 - гигантозернистые габбро и лабрадориты; 7 - эндербиты, граниты, гранодиориты, монцодиориты; 8 - слюдяные, гранат-слюдяные гнейсы с кианитом и (или) силлиманитом; 9 - первичные гнейсовидные и трахитоидные текстуры (а - горизонтальное залегание, б - с углом падения); 10 - линейные текстуры (а - горизонтальное положение, б - с углом погружения); 11 - вторичная гнейсовидность, угол падения; 12 - установленные (а) и предполагаемые (б) границы

Раннемагматическое шлирово-сегрегационное оруденение приурочено к нижней части разреза эндоконтактовых среднезернистых габброидов, мощность которых меняется от 200 до 300 метров. Сегрегационные руды образуют уплотненные шлиры среди габбро и габбро-норитов. Вверх по разрезу шлиры постепенно обогащаются силикатными минералами и переходят в безрудные породы. Нижние границы сегрегационных руд с силикатными породами более резкие (2-3 см). Мощность шлиров как правило не превышает 1-2 метров, но иногда достигает 5 метров. Руды имеют мелкозернистое сложение.

Позднемагматическое фузивное титаномagnetитовое оруденение представлено разновозрастными телами, которые различаются формой, взаимоотношениями с вмещающими породами и вещественным составом слагающих их руд. Выделено 4 морфологических типа рудных тел (Юдин, 1980):

1. Первично стратифицированные слои титаномagnetитовых руд, чередующиеся с гигантозернистыми габбро и лабрадоритами. Слои залегают согласно с первичной расслоенностью пород центральной части массива и образуют с ними субгоризонтальные расслоенные пачки ассиметричного строения. Нижняя часть пачек почти всегда сложена богатыми титаномagnetитовыми рудами и имеет резкий переход к вмещающим силикатными породами. Верхняя часть постепенно обогащается силикатными минералами и переходит в силикатные породы. Мощность выявленных титаномagnetитовых слоев колеблется от нескольких десятков сантиметров до 22,5 м и обычно не превышает 10 м.

2. Титаномagnetитовые тела пластовой и линзовидной формы, залегающие среди гигантозернистых габбро и лабрадоритов согласно с расслоенностью массива, но имеют резкие интрузивные контакты. Мощность тел колеблется от нескольких метров до 15-20 м.

Таблица 1. Данные по химическому составу минералов Цагинского месторождения (скв. №51)

№ образца	51-9		51-155			51-231		51-58
точка анализа	Ilm-14	Mgt-15	Ilm-13	Mgt-12	Ilm-20	Ilm-7	Mgt	Ilm-18
Mg	1,718	0,375	0,343	0,082	0,535	0,692	0	0,806
Al	0	1,942	0,064	0,527	0	0,057	0,276	0
Si	0,057	0	0,041	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0,045	0,031	0	0,055	0	0
Ti	52,621	1,297	52,296	0,35	52,431	52,475	0,097	50,828
V	0	0,765	0,099	0,924	0,141	0,107	0,618	0
Cr	0	0,759	0,064	2,09	0,091	0	0,419	
Mn	0,984	0	0,259	0	0,169	0,687	0	0,767
Fe	43,953	88,532	45,885	89,612	46,167	45,551	91,138	47,035
Ni	0	0,07	0,043	0	0	0,047	0	0
Zn	0	0,46	0	0	0	0	0	0,048
Σок.мас.%	99,332	93,786	99,14	93,616	99,545	99,671	92,841	99,484

Примечание: Данные получены на микрозонде Cameca MS-46 (ГИ КНЦ РАН).

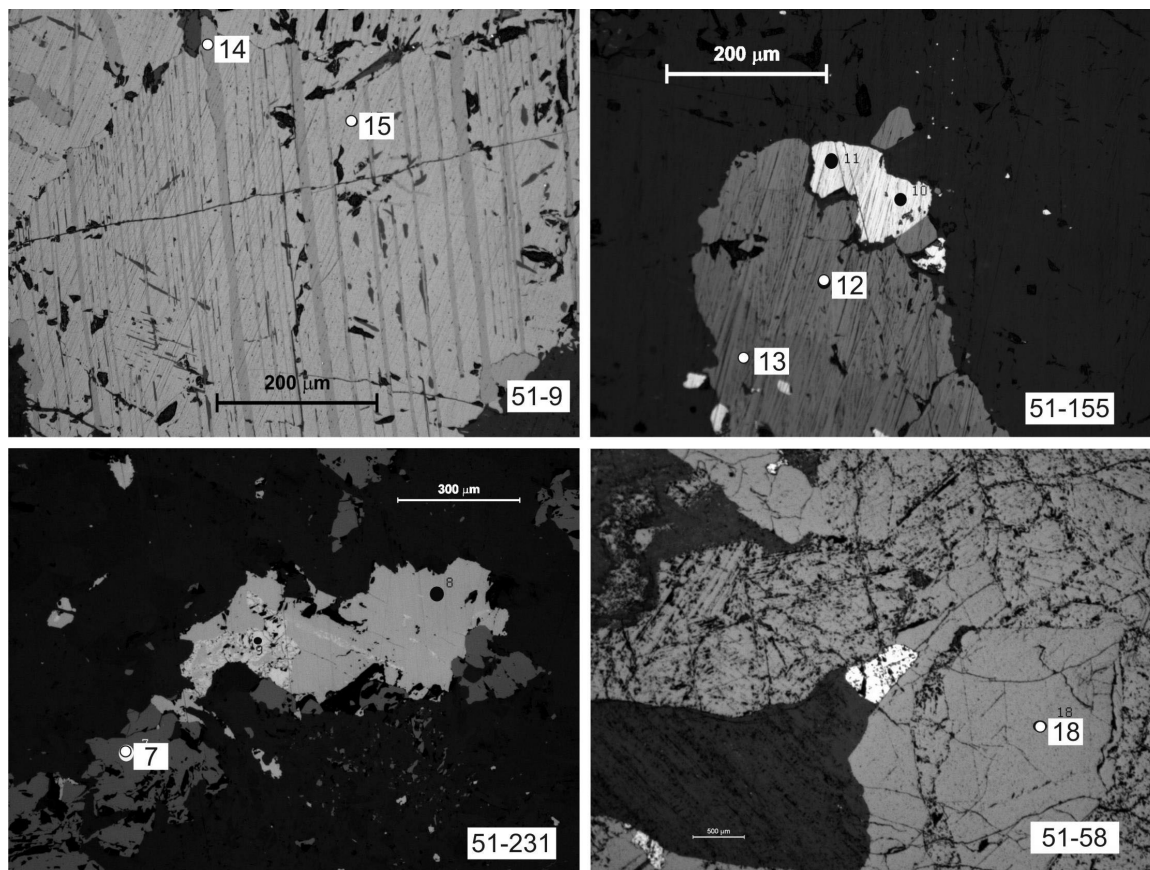


Рис. 2. Рудные минералы Цагинского месторождения. Комбинированные шлифы

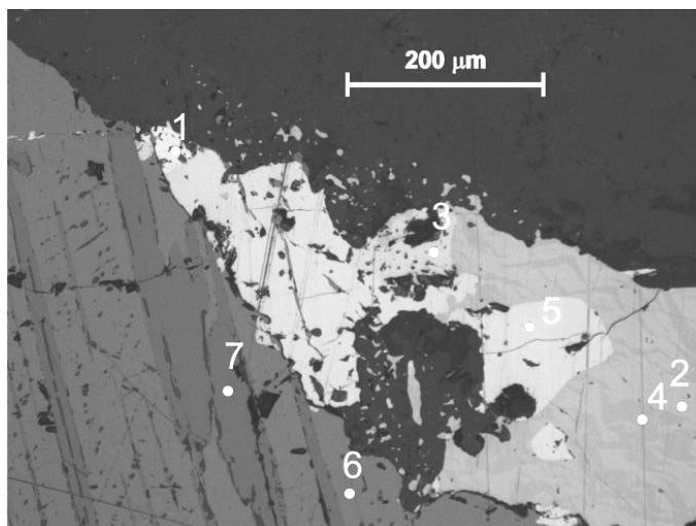


Рис. 3. Цагинское месторождение. Оруденелый габбронорит. Скважина №2, глубина 87 метров. Комбинированный шлиф. Сульфиды: 1- Pn, 2 - Po, 3-кубанит, 4 – троилит, 5 – халькопирит. Оксиды: 6 – магнетит, 7 – ильменит

Сульфидная минерализация часто приурочена к крупнозернистым и гигантозернистым габброидам, а также присутствует в оруденелых габброноритах (рис. 3 и табл. 2). Проанализировано 35 проб пород и руд на содержание ЭПГ. Породы Цагинского массива несут титаномagnetитовое оруденение, не содержащее благородные металлы. По литературным данным (Гавриленко, 2003) сумма благородных металлов в цагинских рудах не превышает 0.2 г/т даже вместе с Ag.

3. Линзовидные титаномagnetитовые тела, залегающие несогласно с общей структурой центральной части массива, но согласно со структурой ближайшего окружения габбро-лабрадоритовых пород. Размеры линз достигают в длину 200 м и мощности 30-40 м. Руды, слагающие эти тела, по сравнению с рудами ранее описанных тел, характеризуются малым содержанием силикатов, главным рудным минералом является титаномagnetит.

4. Рудные жилы в породах габбро-лабрадоритового ряда и титаномagnetитовых телах ранней стадии локализации. Жилы имеют мощность от нескольких сантиметров до 1,0 м. Контакты с вмещающими породами резкие прямолинейные.

Таблица 2. Данные по химическому составу минералов Цагинского месторождения (оруденелый габбронорит. Скважина №2, глубина 87 метров.)

Название минерала	S	Fe	Co	Ni	Cu	Сумма, мас. %
пентландит-1	32,95	31,00	7,88	27,65	0,001	99,58
пиротин-2	37,17	61,55	0	0,22	0	99,49
троилит-4	35,92	64,07	0	0	0	100
кубанит-3	35,11	41,80	0	0	23,55	100,47
халькопирит-5	34,90	30,33	0	0	34,53	99,79

Примечание: Данные получены на микрозондовом анализаторе Cameca MS-46 (ГИ КНЦ РАН).

В ходе проведения полевых работ 2006 и 2008 года изучались цагинские руды по керну сохранившихся скважин - № 1, 2, 10, 24, 39, 51 и 52. Рудные интервалы представлены позднемагматическим типом руд. Титаномagnetитовые тела постепенно переходящие от сплошных руд к безрудным породам по классификации, предложенной Б.А. Юдиным, относятся к телам ранней стадии локализации, а тела с резкими контактами с силикатными породами являются более поздними. Было проведено петрографическое описание шлифов и аншлифов, получены и обработаны результаты микрозондового анализа по составу рудных минералов (табл.1, рис. 2). Главные и характерные минералы руд: титаномagnetит, ильменит, магнетит. Главные и характерные элементы-примеси: Ti, V, Cu, Co, Ni, S и др. Титаномagnetиты сегрегационных руд и титаномagnetиты позднемагматических руд незначительно отличаются по химическому составу, при крайне

непостоянном химическом составе титаномагнетитовых руд. Непостоянство обусловлено количественными минеральными соотношениями содержания в рудах главных минералов: титаномагнетита, оливина, плагиоклаза и пироксена.

ЛИТЕРАТУРА

- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Под ред. акад. Ф.П.Митрофанова. СПб.: Наука. 2004. 174 с.
- Гавриленко Б.В. Минерогения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. Докторская диссертация. М.: 2003. 399 с.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН. 2002. 359 с.
- Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Наука. 1980. 168. с.

ПОЯСА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАЗИТОВЫХ ДАЕК ВОЛЫНСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Омельченко А. Н., Митрохин А. В.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, alnika@ukr.net

Важной составляющей кристаллического фундамента древних платформ являются протерозойские дайковые комплексы базитов. Они формируют мощные пояса, обнажаясь в пределах всех докембрийских щитов. Дайки несут информацию о разломных зонах и магматических очагах, не вскрытых эрозионным срезом, являются благоприятными структурами для локализации оруденения. Изучение даек позволяет определить перспективы в отношении рудных полезных ископаемых, генетически связанных с магматическими процессами.

В пределах Волынского мегаблока Украинского щита протерозойские базитовые дайки представлены тремя формационными типами: диабаз-лампрофировой формацией (осницкий комплекс), прототрапповой габбро-долеритовой формацией (прутовский комплекс) и субщелочной долерит-диабазовой формацией. В состав диабаз-лампрофировой формации входят дайки метадиабазов и метапорфиритов, которые в данной работе не рассматриваются. Две оставшиеся формации представлены преимущественно кайнотипными дайковыми породами – долеритами и габбро-долеритами.

Долериты и габбро-долериты прототрапповой формации наиболее детально изучены (Бухарев, 1986, 1992; Шумлянский, 2008) в пределах западной части Волынского мегаблока, где они вскрыты карьерами и разбурены профилями скважин. Рои даек контролируются наиболее крупными, преимущественно диагональными системами разломов северо-восточного и северо-западного простирания. В пределах крупных тектонических структур (Горынской, Томашгородской, Суцано-Пержанской и др.) дайки долеритов прослеживаются на десятки километров, причем отдельные из них достигают 5 и более км по простиранию при мощности 300-400 м. Вмещающими породами для долеритовых даек западной части Волынского мегаблока служат регионально метаморфизированные, гранитизированные породы тетеревской и клесовской серии, а также кировоградско-житомирского и осницкого комплексов. Ранее считалось, что возраст прототрапповой формации близок к уровню 2 млрд лет, поскольку было только одно определение U-Pb возраста цирконов, выделенных из пород Прутовской интрузии – 1990 ± 5 млн лет, что соответствовало возрасту букинского комплекса (Скобелев, 1991). Однако известно, что дайки габбро-долеритовой ассоциации прорывают породы букинского габбро-диорит-гранитного массива, а значит являются более молодыми. Кроме того дайки прутовского комплекса (Томашгородская дайка) секут более древние породы осницкого комплекса. Таким образом, геологическое положение даек свидетельствует об ошибочном определении возраста формации. Поэтому (Шумлянский и др., 2008) датировали цирконы из пород Прутовской интрузии, а также с Томашгородской дайки. Полученные результаты дают возраст 1780-1790 млн лет, который и предлагается принимать как возраст прототрапповой формации в составе томашгородского комплекса (Шумлянский и др., 2008). Следует отметить, полученный возраст формирования габбро-долеритовой формации по времени совпадает с началом образования Коростенского плутона. Петрографический состав даек прототрапповой формации представлен долеритами и габбро-долеритами нормального ряда. Это кайнотипные породы основного состава с хорошо сохранившейся офитовой, пойкилофитовой и габбро-офитовой структурами. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз, состав которого изменяется от $Or_3An_{33}Ab_{64}$ до $Or_2An_{60}Ab_{38}$, моноклиновый пироксен $Wo_{24-37}En_{30-47}Fs_{15-35}$ и/или ромбический пироксен $Wo_{4-3}En_{60-58}Fs_{36-39}$ (Долгова, 1988; Шумлянский, 2008). Встречаются оливиновые и безоливиновые разности долеритов. Рудные минералы представлены магнетитом и титаномагнетитом, в отдельных дайках – подчиненным им ильменитом. В аксессуарных количествах

присутствуют апатит и циркон, реже – сфен. В качестве интерстиционных минералов встречаются кварц и калиевый полевой шпат. Эпимагматические минералы представлены серпентином, боулингом, роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, биотитом, карбонатом. Петрохимические особенности позволяют относить долериты прототрапповой формации к мезократовым, преимущественно умеренноглиноземистым породам нормального ряда толеитовой натриевой серии (Бухарев, 1983).

Хуже изучена субщелочная долерит-диабазовая (оливин-базальтовая) дайковая формация (Омельченко, 2008). Дайки субщелочных диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов пространственно ассоциируют со сложным Коростенским плутоном и приурочены к восточной части Волынского мегаблока Украинского щита. Они установлены среди гранитоидов коростенского комплекса, в габбро-анортозитовых массивах, внутренних блоках складчатого фундамента, а также в гнейсо-мигматитах ближайшего обрамления плутона. Субщелочные дайки широко распространены в северной и западной частях Коростенского плутона. Южнее Тетеревской зоны разломов, пересекающей плутон по диагонали с северо-востока на юго-запад, дайки исчезают. Простирание даек контролируется тектоническими зонами северо-западного и северо-восточного простирания. Наиболее крупные дайки – Звиздаль-Залесская, Скурятинская, Белокоровичская имеют меридиональное и широтное простирание. Геологические данные свидетельствуют о том, что внедрение базитовых даек происходило в несколько этапов. С одной стороны, установлены многочисленные случаи прорывания субщелочными базитовыми дайками пород коростенского комплекса. Вместе с тем, некоторые тела диабазовых порфиритов, содержащие ксенолиты анортозитов, в свою очередь интродуцируются рапакивигоподобными гранитами. Кроме того, в пределах сложных даек наблюдаются признаки магматического смешения диабазовых порфиритов и рапакивигоподобных гранит-порфиров с образованием гибридных ортофиров.

Геологический возраст субщелочных базитовых даек восточной части Волынского мегаблока, а также их генетическая связь с другими базитовыми комплексами региона окончательно не определены. В зависимости от возраста вмещающих пород, близости плутонических интрузий или вулканических структур эти породы выделяют в составе коростенского, нерасчлененного дайкового, либо субщелочных дайковых комплексов. Так, согласно действующей корреляционной схеме (Корреляционная..., 2004), в пределах Волынского мегаблока выделяют палеопротерозойский (посткоростенский) и мезопротерозойский (постовруцкий) дайковые комплексы. При этом в составе этих двух комплексов главное место отводится диабазам субщелочного состава. Индикаторные особенности, которые позволяли бы однозначно определять формационную принадлежность любой исследуемой дайки к одному из предложенных комплексов не установлены. Имеется всего одно определение U-Pb возраста для диабазовых порфиритов с. Пугачевка, отвечающее 1760 млн л (Верхогляд, 1995), т.е. близкое возрасту базитов Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива.

Петрографически дайковые породы восточной части коростенского комплекса Волынского мегаблока представлены основными гипабиссальными и субвулканическими разностями повышенной щелочности семейства трахибазальтов, среди которых преобладают кайнотипные субщелочные долериты. Последние характеризуются лейкократовым составом, преобладанием пироксенов и оливина среди темноцветных минералов, высоким содержанием щелочей, титана, фосфора. Кроме долеритов достаточно широко распространены диабазы, которые в той или иной степени подвержены низкотемпературным постмагматическим преобразованиям, но, при этом сохраняют первичную офитовую структуру и реликтовый парагенезис минералов андезин+ильменит+авгит.

Главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз, состав которого изменяется от олигоклаз-андезина An_{29-50} до лабрадора An_{53-62} , и клинопироксен авгитового состава $Wo_{38-45}En_{23-36}Fs_{24-32}$ (Омельченко, 2007). В отличие от пироксенов из основных пород коростенского комплекса, в авгитах из долерит-диабазовых даек отсутствуют пластинчатые структуры распада и инверсии. Во второстепенных количествах присутствуют: оливин, состав которого отвечает гортонолиту Fa_{58-61} , ильменит ($Ilm_{90-97}Hem_{0,1-7}Gk_{0,4}Py_{2,4}$), ортопироксен, щелочной полевой шпат, биотит, кварц, гранофир; в аксессуарных – апатит, сульфиды, титаномагнетит, циркон. Вторичными являются глинистые минералы, серицит, клиноцоизит, пренит, хлорит, хлорофенит, стильномелан, актинолит, карбонат, магнетит.

Исключением среди субщелочных базитовых даек восточной части Волынского мегаблока является Рудня-Базарская интрузия (Омельченко, 2009). В составе интрузии присутствует ортопироксен представленный гиперстеном $Wo_{1-5}En_{36-47}Fs_{51-62}$ и $Wo_{10-13}En_{40-43}Fs_{45-48}$. Часть ортопироксена представлена инвертированным пажонитом, который сначала кристаллизовался как высокотемпературный низкокальциевый клинопироксен, в котором под действием инверсии и субсолидусного распада образовалась сложная ламелярная структура прорастания гиперстеновой матрицы ориентированными включениями авгита. Подобные структуры распада характерны для базитов коростенского комплекса. Среди рудных минералов резко преобладает ильменит, для которого в отраженном свете характерно проявление полисинтетических пластинчатых двойников. Под растровым электронным микроскопом в ильменитах Рудня-Базарской интрузии наблюдаются микроскопические пластинчатые включения бедной титаном железистой фазы,

вероятно титангематита, которые ориентированы в плоскости (0001). Микронзондовым анализом установлено, что ильменит имеет состав $\text{Pm}_{92-97}\text{Fe}_{1-4}\text{Gd}_{1-3}\text{Ru}_1$ с незначительным содержанием примесей Fe^{3+} , Mg, Mn. Обычными являются реакционные оболочки титанистого биотита вокруг образований ильменита. Ильменит Рудня-Базарской интрузии на границе с силикатами обрастает микрокристаллами циркона, которые местами формируют тонкие прерывчатые каймы вокруг зерен ильменита. В пределах других даек цирконовые каймы пока не найдены. Последние характерны для базитовых даек Сибирской платформы, в пределах Украинского щита ранее такое явление не отмечалось. Редкий титаномагнетит ($\text{Usp}_{3-14}\text{Mt}_{86-87}$) образует ксеноморфные зерна с ориентированными пластинчатыми включениями ильменита. Подобные структуры характерны для анортозитов и титаносодержащих габброидов коростенского комплекса. За петрохимическими особенностями дайковые породы восточной части Волынского мегаблока соответствуют субщелочному ряду калиево-натриевой серии. Дайки характеризуются высокоглиноземистым составом, повышенным содержанием Ti, Fe, K, Rb, Ba, Sr, La, Ce при высоких значениях коэффициентов железистости и титанистости, и вместе с тем низким содержанием Ca, Mg, Ni, Cr, U, Co, Cu при низких значениях степени окисленности.

Учитывая близость изотопных датировок, а также совмещенность в пространстве даек толеит-базальтовой и субщелочной базальтовой серий, возникает вопрос о характере их связи между собой, а также с проявлениями интрузивного магматизма анортозит-рапакивигранитной формации Коростенского плутона. Если генетическая связь субщелочных долерит-диабазовых даек с базитами коростенского комплекса у авторов не вызывает сомнений, то с дайками прутковского комплекса дело обстоит сложнее. Ни на площади Коростенского плутона, ни в его ближайшем обрамлении, эти дайки до сих пор достоверно не выявлены. Их вещественный состав не имеет аналогов среди плутонических пород коростенского комплекса. Кроме того, данные по изотопии Sr и Nd (Shumlyansky et al., 2006; Шумлянский, 2008) свидетельствуют о принципиально разном источнике магматических расплавов для прутковского и коростенского комплексов. Все сказанное указывает на парагенетическую связь, обусловленную общностью тектонического режима, ответственного за формирование практически синхронных толеитовых и субщелочных серий континентальных базальтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. Киев: Наук.думка. 1992. 152 с.
- Бухарев В.П., Полянский В.Д. Классификация и формационная принадлежность габбро-долеритов Волынского блока Украинского щита // Геол. журн. 1983. Т. 43. Вып. 1. С. 33-44.
- Бухарев В.П., Полянский В.Д. Позднепротерозойская толеит-базальтовая прототрапповая формация северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. 1986. Т. 46. Вып.3. С. 65-73.
- Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып.21. С. 34-47.
- Долгова В.И., Бухарев В.П. Некоторые особенности вещественного состава габбро-долеритов и долеритов Томашгородской зоны (Волынский мегаблок Украинского щита) // Геол. журн. 1988. №5. С. 126-130.
- Корреляционная хроностратиграфическая схема раннего докембрия Украинского щита: Поясн. зап. / К.Ю. Есипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк и др. К.: УкрГТРИ. 2004. 30 с.
- Омельченко А.Н., Митрохин А.В., Андреев А.А. Петрографические особенности габбро-долеритов Рудня-Базарской интрузии (Волынский мегаблок Украинского щита) // Вестн. Киевс. ун-та. Геология. 2009. (в печати).
- Омельченко А.Н., Митрохин А.В. Петрография и геохимия габбро-длеритов Звиздаль-Залесской дайки // Материалы XVIII молодежной конференции посвященной памяти К.О. Кратца. СПб. 2007. С. 90-92.
- Омельченко А.Н., Митрохин А.В. Субщелочные долерит-диабазовые комплексы в обрамлении плутонов рапакиви Восточно-Европейской платформы // Материалы XIX молодежной конференции посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты.. 2008. С. 103-105.
- Скобелев В.М., Яковлев Б.Г., Галлий С.А. и др. Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Волынского мегаблока Украинского щита. Киев: Наук.думка. 1991. 140 с.
- Шумлянский Л.В., Белоусова О.А., Елминг С.-О. Изотопный возраст пород палеопротерозойской габбро-долеритовой ассоциации северо-западного района Украинского щита // Минерал. журн. 2008. №4. С. 58-69.
- Шумлянский Л.В. Петрология долеритов Томашгородской группы даек (Украинский щит) // Минерал. журн. 2008. №2. С. 17-35.
- Shumlyansky L., Ellam R., Mitrokhin O. The origion of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield: Implication of Nd and Sr isotope data // Lithos. 2006. Vol. 90. P. 214-222.

БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД

Рожкова В.С.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, vrozhk@krc.karelia.ru

Введение

Выветривание – это совокупность процессов преобразования горных пород и составляющих их минералов, происходящее за счет действия различных факторов - влияния колебаний температуры, воздействия атмосферы, воды и живых организмов на горные породы. В зависимости от преобладания тех или иных факторов выделяют физическое, химическое и биологическое выветривание. Существует тесная взаимосвязь различных факторов процессов выветривания, основным из которых является вода, в том числе и атмосферная, в частности, с растворенными в ней органическими и минеральными кислотами (Оллиер, 1987).

Биологическое выветривание различных пород определяется функционированием биогеоценозов, сопровождаемое биохимическим преобразованием минералов при котором происходит их разрушение. Ранее показано, что шунгитовые породы в водной среде подвергаются процессам выветривания, в результате которого происходит разрушение минералов с выносом отдельных элементов (Рожкова, 2008). Находящиеся длительное время в воде шунгитовые породы являются субстратом для развития микро- и макро-водорослей. Вместе с тем, на поверхности шунгитовых пород на суше наблюдается налёт накипных лишайников, которые могут удерживать воду и при этом извлекать питательные вещества из минералов посредством ионного обмена, вызывая биохимическое преобразование пород (Бязров, 2002). Данные вопросы фактически не изучались, и поэтому в работе рассматриваются некоторые аспекты воздействия живых организмов на процессы выветривания шунгитовых пород.

Объекты и методы исследования

Для исследования процессов выветривания шунгитовых пород в естественных условиях были отобраны образцы шунгитовых пород, выходящие непосредственно в акваторию Онежского озера (Подсосонье), подвергавшиеся воздействию воды в течение длительного времени и покрытые водорослями. Также были отобраны образцы с пленками и наростами наземных лишайников различного цвета (Лебещина).

Исследование состава минеральных компонент шунгитовых пород проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH фирмы TESCAN с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы OXFORD Instruments. Изучение морфологических и микроструктурных особенностей углеродистого вещества и минералов осуществлялось с помощью электронной микроскопии и электронной дифракции (электронный микроскоп ЭМ-125).

Результаты и обсуждение

В районе пос. Толвуя шунгитовые породы в нескольких местах выходят непосредственно в акваторию Онежского озера (Подсосонье, Карнаволок) где на мелководье были отобраны образцы, покрытые водорослями. Исследование характера взаимодействия водорослей с шунгитовыми породами позволили обнаружить на нижней стороне отделённых талломов мельчайшие частицы породы (рис. 1а), что

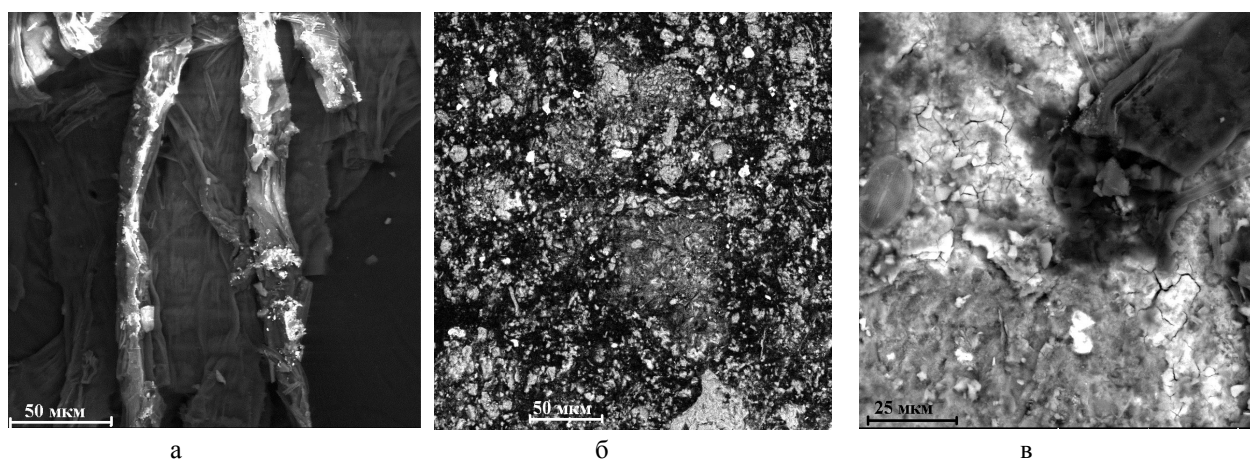


Рис. 1. Растровые электронномикроскопические снимки поверхности шунгитовых пород из месторождений Подсосонье: (а) – таллом водоросли, (б)- участок поверхности непокрытый водорослями, (в) участок поверхности шунгитовой породы с фрагментом водоросли

свидетельствует о ее разрушении в процессе жизнедеятельности водоросли. На поверхности шунгитовых пород наблюдается изменение морфологии, возможно вызванное влиянием водоросли (рис.1 б,в). Появившиеся на поверхности плёнки содержат до 50% оксидов железа и 40% оксида кремния.

Процессы выветривания в присутствии зелёных водорослей становятся более интенсивными, что повышает доступность многих химических элементов, необходимых для роста и развития разнообразных гидробионтов. Так на поверхности шунгитовых пород были обнаружены диатомовые водоросли (рис. 2а). Интересно отметить, что при большом увеличении в ряде случаев на поверхности шунгитовой породы обнаружены слепки уже отделившихся диатомовых водорослей (рис. 2б). Край следа, полоска и точки внутри являются более тёмными, т. е. электронный пучок рассеивается более интенсивно, что говорит о большей толщине слоя вещества в этом месте. Поверхность следа диатомовой водоросли не определяется рельефом шунгитовой породы, который виден за её границами, а только - её особенностями. Более темные образования можно интерпретировать как области шунгитовой породы, которые остались в порах панциря и по его шву.

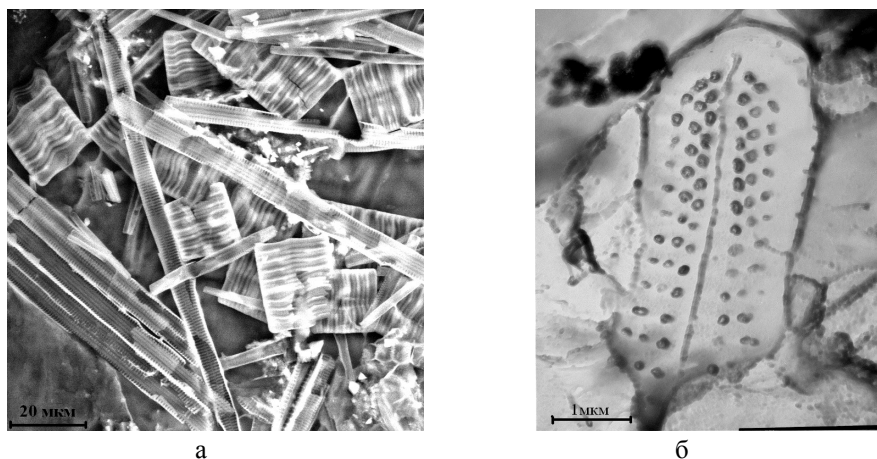


Рис.2. Диатомовые водоросли на поверхности шунгитовых пород: (а) – снимок в растровой электронной микроскопии, (б) – снимок в просвечивающей электронной микроскопии

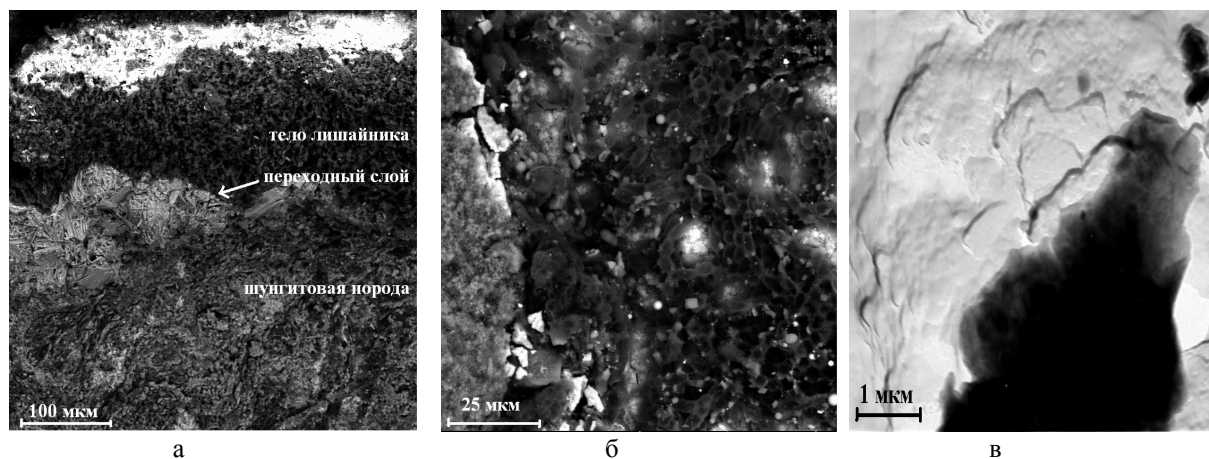


Рис.3. Лишайник на поверхности шунгитовой породы: снимки в растровой электронной микроскопии (а) – поперечный скол и (б) – поверхность, (в) – снимок в просвечивающей электронной микроскопии (темная область на снимке – фрагмент гифа лишайника)

В местах выхода шунгитовых пород на поверхность (Лебещина) были отобраны образцы, покрытые плотным слоем лишайников. Как известно, лишайники поглощают минеральные вещества из горных пород в виде растворов (Бязров, 2002), и таким образом присутствие лишайников на поверхности шунгитовых пород способствует разрушающему действию воды, насыщенной продуктами их жизнедеятельности. На рис. 3а представлен срез шунгитовой породы покрытой лишайником. Хорошо виден переходный слой, в котором по сравнению с шунгитовой породой существенно уменьшается количество железа, титана, практически исчезают кальций и магний, при этом соответственно увеличивается количество кремния и алюминия. Вследствие неоднородной поверхности скола, результаты, полученные с помощью сканирующей

электронной микроскопии, следует считать скорее качественными, и поэтому минералогический анализ полученных данных не осуществлялся. Интересно отметить, что гифы лишайников распространяются по поверхности избирательно, в частности видны участки, на которых их нет (рис. 3б). На микроуровне, в области распространения гифа, хорошо заметна огранка кристаллов, что говорит о менее интенсивных, по сравнению с диатомовыми водорослями, воздействиях лишайника на шунгитовую породу (рис. 3в).

Выводы

Шунгитовые породы в естественных условиях являются субстратом для развития живых организмов, сопровождающееся биохимическими преобразованиями, что приводит к изменению элементного состава поверхности.

Различные организмы по-разному взаимодействуют с шунгитовыми породами, так диатомеи преобразуют всю поверхность в месте своего нахождения, а лишайники избирательно распространяются по шунгитовой породе и вызывают менее интенсивные процессы ее выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

Бязров Л.Г. Лишайники в экологическом мониторинге. М.: Научный мир. 2002. 336 с.

Оллиер К. Выветривание. М.: Недра. 1987. 348 с.

Рожкова В.С., Кочнева И.В., Ковалевский В.В. Минералогическое исследование процессов взаимодействия шунгитовых пород с водой // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск. 2008. С. 242-247.

ВЕРОЯТНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ НАДКУПОЛЬНЫХ ШУНГИТОНОСНЫХ БРЕКЧИЙ

Силакова Л. В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, deines@krc.karelia.ru

Шунгитоносные осадочные и вулканогенно-осадочные породы Онежского синклинория встречаются на двух стратиграфических уровнях – на лудиковийском (заонежская свита) и калевийском (кондопожская свита) надгоризонтах нижнего протерозоя Карелии. В составе заонежской свиты известны купольные тела высокоуглеродистых пород (максовитов и шунгитов). Это структуры четвертого порядка, которые по механизму формирования являются складками нагнетания по пластичным породам с органическим веществом.

В 1996 г предложена гипотеза (Филиппов, 2002), учитывающая особенности формирования диапировых тел по органоглинам. В ней куполовидные тела максовитов и субпластовые тела шунгитов формируются в течение нескольких стадий (рис.1). В докладе будут рассмотрены некоторые процессы воздействия формирующегося купола на перекрывающие породы.

На участке «Тетюгино», выбранном в качестве полигона для такого исследования (рис. 2), выявлены геолого-геофизические признаки существования крупной купольной структуры, не разрушенной эрозией и сложенной максовитами. В надкупольной части разреза присутствуют доломиты, известняки, алевролиты, кремнистые породы (лидиты), два горизонта органо-кремнистых (шунгитоносных пород) в том числе их брекчии. Изучение механизмов формирования брекчий надкупольного пространства важно для понимания особенностей развития складки нагнетания при переходе от купольной стадии к диапировой шляпе, то есть заключительного этапа развития подобных структур.

В период с 1965 по 1969 гг. Институтом геологии Карельского научного центра РАН и ККГРЭ ПГО «Севзапгеология» на участке было проведено геологическое картирование с проходкой шурфов, канав, буровых скважин и с применением наземных геофизических методов; в 1972-1974 гг. выполнены разведочные работы на высокоуглеродистые породы, а в 2005-2009 гг. – исследовательские работы, нацеленные на выявление поисковых признаков купольных тел, не выходящих под четвертичные отложения.

Лидиты на участке обнажены на плоских или слабо выпуклых «бараньих лбах» или в виде уступов высотой от 0,5 до 2 м. Это обособленные пласты мощностью до 6 м, приуроченные к интервалу разреза между восьмым и девятым шунгитоносным горизонтам, который известен в стратиграфии как лидит-шунгит-доломитовый комплекс. Этот комплекс встречается и в других районах распространения шунгитоносных пород. Доломиты представлены в виде ненарушенных или будинированных пластов. Будины имеют линзовидную и округлую форму, напоминая местами крупные валуны, их размеры до 1 м в диаметре. Границы будин четкие, резкие, без постепенных переходов. Большая мощность максовитов (до 55 м) указывает на то, что на участке развито крупное купольное тело, названное Мельничной залежью, которая сформирована по шестому шунгитоносному горизонту.

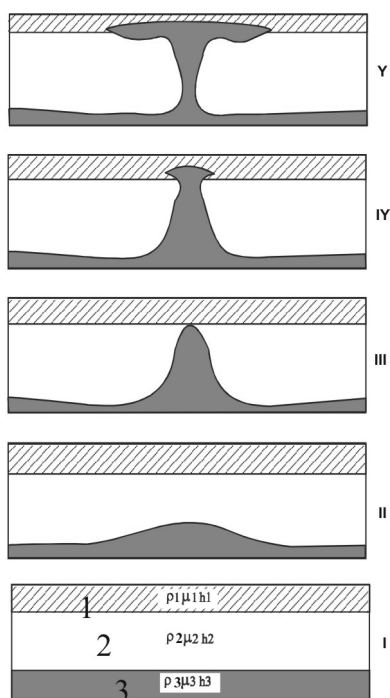


Рис. 1. Стадии развития диапировой структуры (Podladchikov et. al., 1993). 1, 2 – верхняя и нижняя части перекрывающего слоя с вязкостью 10^{17} и 10^{20} Па·с, 3 – питающий слой; I – IV – стадии развития: I – исходное состояние, ρ , μ , h – соответственно плотность, вязкость и мощность слоя; II – стадия развития первичного вала; III – купольная стадия, IV – стадия формирования штока, V – раз-вертывание в диапировую «шляпу»

Аналогичные брекчии обнаружены в подстилающих Максовский купол карбонатных породах. Вероятно, и в этом случае брекчии развивались также под влиянием аномально высокого пластового давления. Следовательно, давление существовало не только в верхней части купола, а по всему его объему. Таким образом, аномально высокое пластовое давление производит работу брекчирования вмещающих пород.

Подобные примеры найдены и в других купольных телах. Эта их особенность и сложный состав цемента брекчий может служить одним из доказательств массового эпигенетического перераспределения органического вещества за пределы шунгитоносных горизонтов.

И на Максовском месторождении, и на участке «Тетюгино» в перекрывающих шунгитоносных горизонтах выявлены псевдобрекчии максовитов. Они состоят из участков с разным содержанием шунгитового вещества, границы которых не всегда могут быть определены визуально. Все это указывает на течение или выдавливание (экструзию) органоминерального вещества из апикальных частей куполов в горизонты, обладающие на момент развития псевдобрекчий относительно малой вязкостью. Такие зоны обогащения органическим веществом условно можно отнести к начальным этапам формирования штокообразных тел и диапировых шляп.

Возможным подтверждением реальности предложенной модели формирования брекчий участка «Тетюгино» являются примеры локального воздействия аномально высокого пластового давления, возникающего при катагенезе керогена, на перекрывающие отложения, и признаки развития процесса брекчирования пород, исследованные на битумных месторождениях Аргентины и США (Parnell et al., 1995). Кроме того, в научной литературе описаны аналогичные примеры развития брекчий глинистых известняков раннего эоцена – раннего олигоцена формации Грин Ривер восточной части бассейна Уинта, США, штата Утах (Verbeek, 1993). трещинами синерезиса, залеченными кварцем и хлоритом (рис. 4). В ряде случаев обнаружен антраксолит двух генераций: первая фаза представлена остроугольными черными, матовыми обломками, вторая фаза цементирует первую и имеет золотисто-бурый цвет, что свидетельствует о многостадийности процесса брекчирования. Кроме того, обнаружен цемент, состоящий из органоминерального вещества, по составу близкого к породе, слагающей верхнюю часть купола.

В качестве генетических признаков развития Мельничной залежи максовитов как диапирового тела могут служить: характерные для подобных структур текстуры максовитов – краевые и скрытые брекчии, указывающие на активное перемещение, течение осадочного материала и его дифференциацию по плотности; высокое содержание углерода в перекрывающих шунгитоносных горизонтах.

Канавой № 1 (В. И. Горлов, 1967г.), а также скважинами 19 и 23 (1974 г.) и скважиной 12 (2007 г.) вскрыта крупнообломочная брекчия известняков, доломитов, лидитов и алевролитов, сцементированная максовитом и антраксолитом. Предполагается, что наличие брекчий в надкупольном пространстве обусловлено близостью нахождения апикальной части купольного тела шунгит-лидид-доломитового комплекса. Цемент брекчий – метакolloидное вещество (шунгит) и бывшие углеводороды (антраксолит), указывает на то, что дифференциация первичного органоглинистого и органокремнистого вещества в купольной структуре достигала своего предельного значения.

Брекчированный известняк представляет собой преимущественно остроугольные обломки с размерами от нескольких мм до 5 см, возможно, больше. Нередко вдоль стенок относительно крупных трещин присутствуют обломки вмещающей породы, смещенные от своего первоначального положения на некоторое расстояние и частично развернутые вокруг своей оси, что указывает на движение флюида под давлением (рис. 3). Существенно, что и на макро-, и на микроуровне по краям обломков известняка повсеместно выявлены пограничные области пропитки породы битумом, что может служить признаком повышенного давления флюида во время заполнения трещин углеводородами.

Антраксолитовый цемент брекчий, как правило, разбит

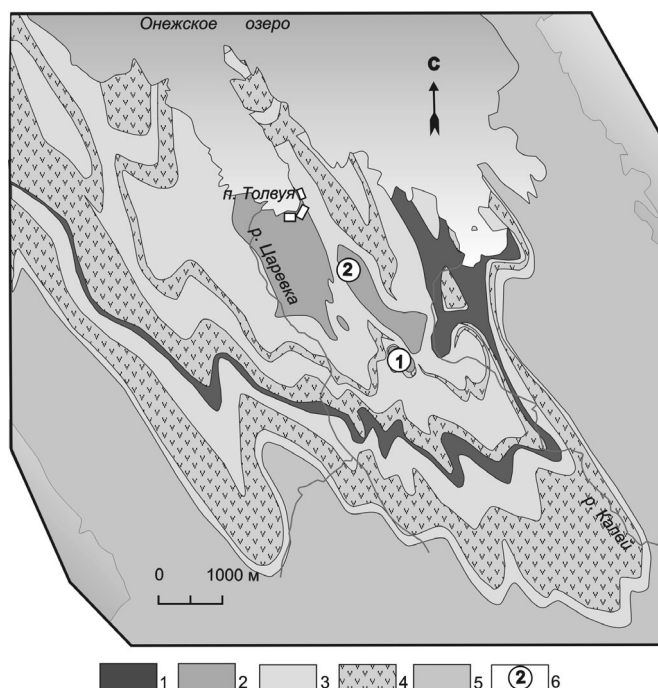


Рис. 2 Схема геологического строения северной части Толвуйской синклинали (по Купряков, 1985). 1-4 - породы второй пачки верхней заонежской подсвиты: 1 - шунгитоносные породы 6-го горизонта; 2 - хемогенно-осадочные породы; 3 - вулканогенно-осадочные породы; 4 - силлы габбро-долеритов; 5 - подстилающие комплексы пород, в т. ч. шунгитоносные; 6 - участки: 1 - Максово, 2 – Тетюгино

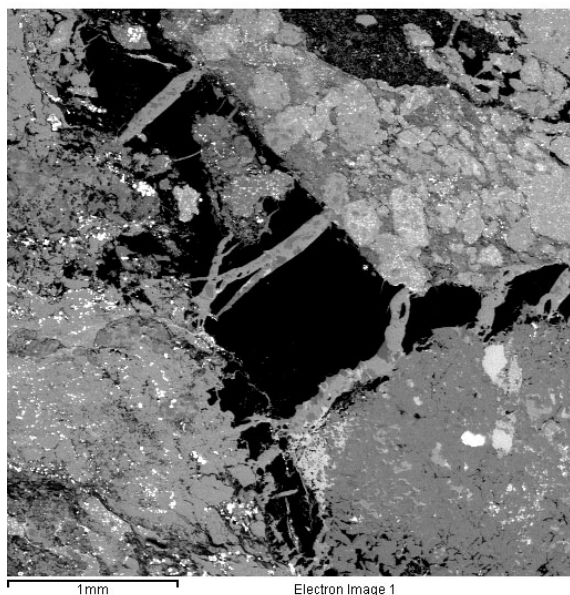


Рис 3. Шунгитоносная брекчия известняка с антраксолитовым цементом. SED

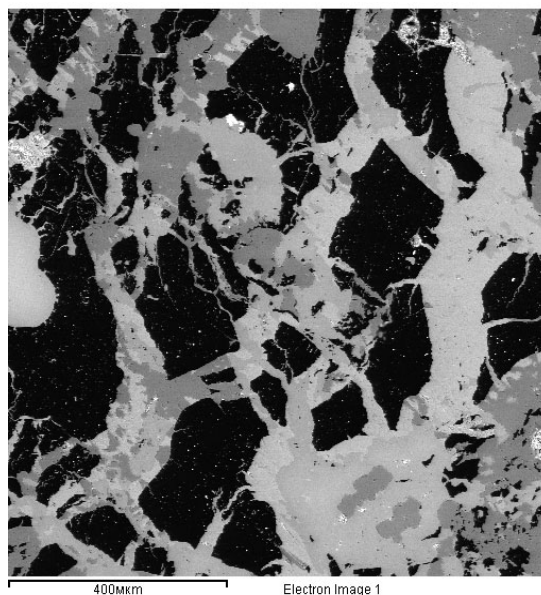


Рис 4. Антраксолитовый цемент в брекчии известняка (черное) с трещинами синерезиса, заполненными кварцем (светлое) и хлоритом (темно-серое). SED

Анализ керна всех скважин, пробуренных на участке, показывает, что интенсивность процесса затухает по мере удаления от предполагаемого центра купола. Это может свидетельствовать о связи процесса брекчирования перекрывающих купол пород с развитием диапировой структуры. Аномально высокое пластовое давление, а значит, и процесс брекчирования связаны с купольной стадией развития складки нагнетания и с мезокатагенезом органического вещества, во время которого в большом количестве образуются углеводороды.

ЛИТЕРАТУРА

- Горлов В. И., Калинин Ю. К., Иванова И. Е. Разработка технологии и геологическое изучение шунгитовых пород как комплексного сырья. Петрозаводск. 1967. Фонды КарНЦ РАН. Отчет по теме № 30. 243 с.
- Михайлов В. П., Купряков С. В. Отчет о результатах детальной разведки Юго-Восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982-1985 гг. Фонды СЗТГУ. Петрозаводск. 1985.
- Филиппов М. М. Шунгитовые породы Онежской структуры. Петрозаводск. 2002. 277 с.
- Parnell J., Carey P. F. Emplacement of bitumen (asphaltite) veins in the Neuquen basin, Argentina // AAPG Bulletin. 1995. V. 79. № 12. P. 1798-1815.
- Podladchikov Yu., Talbot C., Poliakov A. N. B. Numerical models of complex diapirs // Tectonophysics. 1993. V. 228. № 3/4. P. 189-198.
- Verbeek E. R., Grout M. A. Geometry and structural evolution of gilsonite dikes in the eastern Uinta basin, Utah // U. S. Geological survey bulletin. 1993. № 1787. P. 1-42.

СВИРСКО-ОЯТСКОЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ ОКОЛО 2800 С¹⁴ ЛЕТ НАЗАД

Сумарева И.В.

СПбГУ, Санкт - Петербург, redup2@yandex.ru

Введение

Работами Староладожской учебно-производственной практики геологического факультета СПбГУ 2004–2008 гг. установлено широкое распространение деформационных текстур в позднеледниковых и голоценовых озерных и озерно-аллювиальных отложениях юго-восточного Приладожья. Эти текстуры расположены на 5 основных разрезах и прослежены нами на протяжении более 50 км (рис. 1).

Оказалось, что деформационные текстуры образуют устойчивые ансамбли (парагенезы?), наблюдающиеся в большинстве изученных нами разрезов и приурочены к одному стратиграфическому уровню, в том числе и в различных зонах седиментации палеобассейнов.

Морфогенетический анализ деформационных текстур (рис. 2) и сравнение с опубликованными данными о воздействии землетрясений на рыхлые осадки, а также последовательное исключение возможных спусковых механизмов образования деформаций позволяют сделать вывод о том, что причиной их образования стало сравнительно недавнее палеосейсмическое событие, которое было предложено назвать Свирско-Оятским (Бискэ и др., 2009).



Рис. 1. Местонахождения разрезов с деформационными текстурами в рыхлых отложениях юго-восточного Приладожья: 1 – р. Свирь, пос. Свиристрой-2; 2 – р. Свирь, ниже г. Лодейное Поле; 3 – р. Свирь, ниже ур. Кирпичный Завод; 4 – р. Свирь, ур. Калач; 5 – р. Оять, дер. Чегла

Образование деформационных текстур связано с действием одной или нескольких из четырех причин: инверсией плотностей в слоистых системах, ликвификацией и/или флюидизацией, гидравлическим растрескиванием в условиях чередования сжатия и растяжения, а также гравитационной неустойчивости на палеосклонах (обсуждение см. Бискэ и др., 2009).

Возраст события. Определение возраста деформационных текстур производилось стратиграфическими методами – по взаимоотношению к секвенциям, хронология которых уже обоснована (Шитов, 2007), а также на основе радиоуглеродного ^{14}C -датирования в лабораториях палеогеографии и геохронологии НИИ Географии СПбГУ (лаб. индекс – ЛУ) и радиоуглеродной лаборатории ИИМК РАН (ЛЕ). Всего нами получено 11 ^{14}C -датировок из деформационных текстур района.

По дереву из рулонных складок в разрезе на левом берегу р. Свирь ниже ур. Кирпичный Завод (рис. 2.8) и аллохтонному торфу из автокластических брекчий в разрезе на р. Оять (рис. 2.11 б) получены датировки соответственно 4900 ± 40 л.н. (ЛЕ-7720) и 5030 ± 70 л.н. (ЛУ-5874). В серии датировок по пластине торфа в подошве деформированной пачки в разрезе на левом берегу р. Свирь ниже устья р. Шоткуса самой молодой оказалась дата 2740 ± 60 л.н. (ЛЕ-7718). Отсюда следует, что землетрясение в юго-восточном Приладожье произошло приблизительно после 2,8–2,7 тыс. ^{14}C -лет назад.

Нижний возрастной рубеж сейсмического события довольно точно устанавливается и по стратиграфическому положению деформационных текстур. Они развиты в нижней обломочной (плейстоцен-раннеголоценовой) пачке и в основании отложений ладожской трансгрессии. Выше по разрезу залегают недеформированные отложения ладожской трансгрессии мощностью 0,5–1,5 м. Ладожская трансгрессия достигала максимальных отметок – приблизительно 16–17 м абс. высоты – около 3,0–2,8 тыс. ^{14}C -лет назад (Шитов, 2007). Седиментация на региональной 10-метровой террасе, сложенной недеформированными отложениями ладожской трансгрессии прекратилась около 2000 ^{14}C л.н. (Шитов, 2007), что является верхним возрастным рубежом сейсмического события. Деформационные текстуры приурочены к основанию отложений ладожской трансгрессии, а выше залегает до 1,5 м ненарушенных пород. Следовательно, после землетрясения седиментация возобновилась в обычном режиме, в том числе и на высоких отметках. Поэтому сейсмическое событие произошло, скорее всего, ближе к нижнему возрастному рубежу. Регрессивная фаза началась не ранее 2500–2600 ^{14}C -л.н. (Шитов, 2007) откуда и Свирско-Оятское сейсмическое событие произошло несколько раньше этого времени.

Параметры события. Однозначных взаимоотношений между параметрами землетрясений и степенью ликвификации не существует (Obermeier et al., 2005). Более надежны взаимоотношения между параметрами палеосейсмических событий и типом, размером, радиусом распространения деформационных текстур.

Минимальная магнитуда (М) землетрясений, при которой проявляются эффекты ликвификации и/или флюидизации рыхлых осадков равна (Rodriguez-Pascua et al., 2000) или превышает 5 (Moretti et al., 1999; Montenat et al., 2007). Согласно А.А. Никонову, внедрения, складки, текстуры в виде язычков пламени и псевдонодулы вызваны событиями с интенсивностью 7–8, а лежачие складки с внутренними разрывами и надвиговые структуры – с интенсивностью более 8 баллов (Никонов, 2007). При относительно слабых событиях с M_s (surface wave magnitude) меньше или равной 5,4 проявления ликвификации единичны (Galli, 2000). Поэтому, вероятность их обнаружения мала, и они никак не могут встречаться почти непрерывно на протяжении более 35 км (по прямой) от разреза ниже г. Лодейное Поле до низовьев р. Оять. Поэтому очевидно, что Свирско-Оятское палеосейсмическое событие имело магнитуду, заведомо больше 5,0–5,5 и проявилось как минимум с VI-балльным эффектом на протяжении 44 км – от пос. Свирьстрой-2 до устья р. Оять.

Нет никаких признаков затухания деформаций в пределах изученной территории. Различия в их стиле контролируются, вероятно, соотношением ведущих механизмов – ликвификации и/или флюидизации, сейсмогравитационного оползания или хрупких разрывов. Это соотношение определяется локальными условиями, главным образом глубиной воды палеобассейна. Расположение эпицентральной области точно посередине, или вообще на прямой между двумя максимально удаленными друг от друга пунктами наблюдений, очень маловероятно. Следовательно, минимальная эпицентральная дистанция больше половины расстояния между крайними пунктами, т.е. 22 км. Учитывая отсутствие затухания деформаций, очевидно, что вероятная минимальная эпицентральная дистанция составляет более 44 км.

По данным М. Моретти, при землетрясениях с $I=XI$ баллов (MCS) 90% всех случаев ликвификации встречаются в радиусе 40 км, а остальные 10% – в радиусе 100 км (Moretti, 2000). Поэтому эпицентральная интенсивность Свирско-Оятского события, скорее всего, превышала VIII–IX баллов. Зависимости эпицентральных расстояний, на которых проявляется ликвификация, от магнитуд землетрясений обнаруживают некоторую, может быть региональную, неопределенность (Obermeier et al., 2005; Galli, 2000). Поэтому, в первом приближении, магнитуду Свирско-Оятского события можно оценить в интервале от 6 до 7. Более точный результат можно получить, зная площадное распространение сейсмиков, связанных с этим событием, и установив их закономерное затухание.

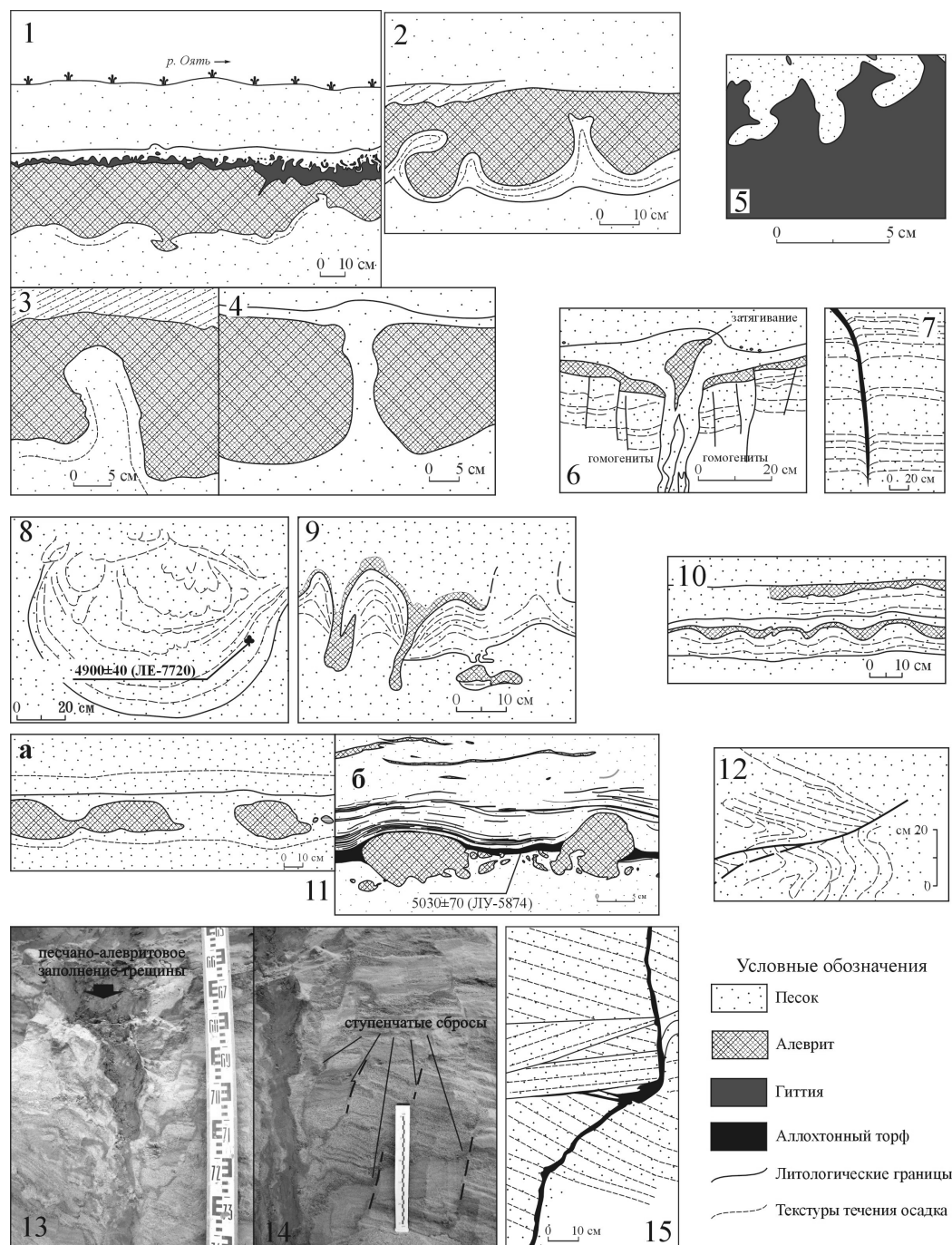


Рис. 2. Морфогенетические типы сейсмодинамических текстур: 1–4 – текстуры восходящего внедрения в разрезах на р. Оять, эволюция развития пластических интрузий и формирования псевдонодулей (1 – начальная стадия, 2,3 – несвязные псевдонодули и пластические интрузии, 4 – ископаемый песчаный вулкан); 5 – диапиро-подобные внедрения и текстуры в виде язычков пламени в разрезах на р. Оять; 6 – нептуническая дайка с текстурой затягивания и гомогениты в разрезе на р. Свирь ниже ур. Кирпичный Завод; 7 – трещина на р. Свирь в ур. Калач; 8 – рулонный псевдонодуль на р. Свирь ниже ур. Кирпичный Завод; 9 – каплеобразные текстуры (связные и несвязные псевдонодули) на р. Свирь ниже ур. Кирпичный Завод; 10 – текстуры нагрузки на р. Свирь ниже ур. Кирпичный Завод; 11 – текстуры разрушения и перемыва осадка на р. Оять (а – утонение и разрыв алевроитов, б – конглобрекция); 12 – пологий разрыв в разрезе на р. Свирь ниже ур. Кирпичный Завод; 13,14 – трещины и клинья (нептунические дайки) в разрезах ниже г. Лодейное Поле (13 – общий вид в приустьевой части, 14 – деталь со ступенчатыми сбросами); 15 – инъективные дайки и силлы в разрезах на р. Оять

Источник сейсмической энергии. В настоящее время достоверно установлена поздне-последледниковая сейсмическая активизация Фенноскандии в ходе гляциоизостатического компенсационного поднятия, однако частота сейсмических событий быстро убывает от рубежа позднеледникового и голоцена (Mörner et al., 2000). Поскольку юго-восточное Приладожье испытало дегляциацию значительно раньше центральной Фенноскандии, представляется маловероятным, что Свирско-Оятское палеосейсмическое событие было вызвано исключительно только напряжениями, связанными с компенсационным поднятием. Вероятно, это событие произошло при комбинации гляциоизостатического поднятия и регенерации древних разломов в условиях возросшей нагрузки в котловине Ладожского озера в максимум позднеголоценовой трансгрессии. На такую возможность указывают данные о землетрясениях с $M=5,5-6,5$ и $I=6-7$, связанных с заполнением водохранилищ (Гупта, Растоги, 1979).

Так как площадное распространение сейсмодетонаций и закономерности их затухания нам точно не известны, однозначно определить параметры события пока не удалось. Однако можно с уверенностью утверждать, что это было катастрофическое событие, проявившееся на площади более 8000 км², а дальнейшие палеосейсмологические исследования на территории Приладожья принесут новые интересные результаты.

ЛИТЕРАТУРА

- Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I: принципы исследования и деформационные текстуры // Вестник СПбГУ. Сер.7. 2009. Вып. 1
- Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения // М.: Мир. 1976.
- Никонов А.А. Сейсмодетонации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии / Мат. Всерос. совещания. Иркутск. 2007. Т. 2.
- Шитов М.В. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера / Автореф. канд. дисс. СПб. 2007.
- Galli P. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction // Tectonophysics. 2000. Vol. 324.
- Montenat Ch., Barrier P., d'Estevou Ph.O., Hibsich Ch. Seismites: An attempt at critical analysis and classification // Sedimentary Geology. 2007. Vol. 196.
- Moretti M., Alfaro P., Caselles O., Canas J.A. Modelling seismites with a digital shaking table // Tectonophysics. 1999. 304.
- Moretti M. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle – late Pleistocene Aeolian deposits (Apulian foreland, Southern Italy) // Sedimentary Geology. 2000. Vol. 135.
- Mörner N.-A., Tröften P.E., Sjöberg R., Grant D., Dawson S., Bronge Ch., Kvamsdal O., Sidén A. Deglacial paleoseismicity in Sweden: the 9663 BP Iggesund event // Quaternary Science Reviews. 19. 2000.
- Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // Engineering Geology. 2005. N 76.
- Rodriguez-Pascua M.A., Calvo J.P., De Vicente G., Gomez-Gras D. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene // Sedimentary Geology. 2000. Vol. 135.
- Tuttle M.P., Dyer-Williams K., Barstow N.L. Paleoliquefaction study of the Clarendon-Linden fault system, western New York State // Tectonophysics. 2002. Vol. 353.

**Петрология,
геохимия,
геохронология**

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ЦИРКОНАХ ИЗ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ (ОЗ. КУОЛАЯРВИ, С. КАРЕЛИЯ)

Алфимова Н. А.

ИГГД РАН, Санкт - Петербург, Nadezhda.alfimova@gmail.com

Изучение кор выветривания в докембрии Карелии ведется достаточно давно и, традиционно, цирконам из этих образований уделялось особенное внимание, как наиболее устойчивым минералам. Еще в работах В.М.Чайки (Чайка, 1985) отмечается, что при выветривании в докембрии происходило выщелачивание цирконов, отмечаемое по характерным внешним формам. Однако, традиционно считается, что при поверхностных процессах не происходит изменение геохимии циркона. В последнее время появились работы, свидетельствующие о необоснованности такой точки зрения (Золотарева, 2008). В данной работе изложены первые результаты изучения цирконов из коры выветривания доятулийского возраста оз.Куолаярви (С.Карелия).

Цирконы для исследования были отобраны из коры выветривания в районе оз.Куолаярви (С.Карелия). Кора выветривания в этом районе развита на розовых микроклин-плагиоклазовых гранитах фундамента. Общая видимая мощность профиля не превышает 10м. Основная часть коры выветривания представляет собой элювиальную брекчию с терригенно-карбонатным цементом (Алфимова, 2009). Микроклин-плагиоклазовые граниты прорываются мясокрасными микроклиновыми гранитами, на которых при изучении обнажения не было установлено следов древнего выветривания. Стратиграфически выше располагается

осадочный разрез ятулия, в основании которого залегает слой полевошпат-кварцевого песчаника. Видимая мощность слоя около 300 м. Песчаник слабо сортированный, средне-мелкозернистый, цвет – светло желтовато-розоватый.. Для изучения поведения цирконов при выветривании было отобрано три пробы: 1) из розовых плагиоклаз-микроклиновых гранитов, по которым развивается кора выветривания (проба 205), 2) из мясокрасных микроклиновых гранитоидов, прорывающих плагиоклаз-микроклиновых гранитов (1405), 3) из кварц-полевошпатовых песчаников (проба 1505). Содержания редкоземельных и редких элементов в цирконах для данной работы определялись методом вторично-ионной масс-спектропии (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН, Ярославль.

Зерна циркона в плагиоклаз-микроклиновых гранитах (205) вытянутые, цвет зерен желтовато-розоватый, в основном не прозрачные. Размер зерен – 100-200 мкм. Поверхность корродированная, но ограниченная. Во внутреннем строении зерен выделяется три зоны: ядро, зона изменений и оболочка (рис.1).

Ядро кавернозное, с большим количеством трещин. Часть трещин и каверн залечена алюмо-силикатным материалом. К границе древнего корродированного ядра и оболочки приурочена зона, более темная в BSE, где происходит изменение химического состава циркона. Эта зона чаще всего проявлена в виде затеков, линз и даже пятен. Самая внешняя зона зерен – однородная оболочка, которая и формирует огранку зерна. При этом форма огранки часто наследует первичные дефекты ядра.

Циркон из мясокрасных микроклиновых гранитов (1405) более вытянутый, чем из пробы 205 (см. рис.1), средний размер зерен 100-300 мкм. Циркон имеет розовато-желтоватый цвет, но более прозрачен, чем циркон из более древних плагиоклазовых гранитов (205). Внутреннее строение зерен не однородное: в большинстве зерен наблюдается ядро и поздняя оболочка. Ядро часто имеет осцилляторную зональность и насыщено включениями. Внешняя граница ядра в некоторых случаях кавернозная, само ядро трещиноватое. К внешней границе ядра приурочены линзы и «затеки» более позднего материала, более темного в BSE (рис.1). Состав циркона в этих зонах аналогичен

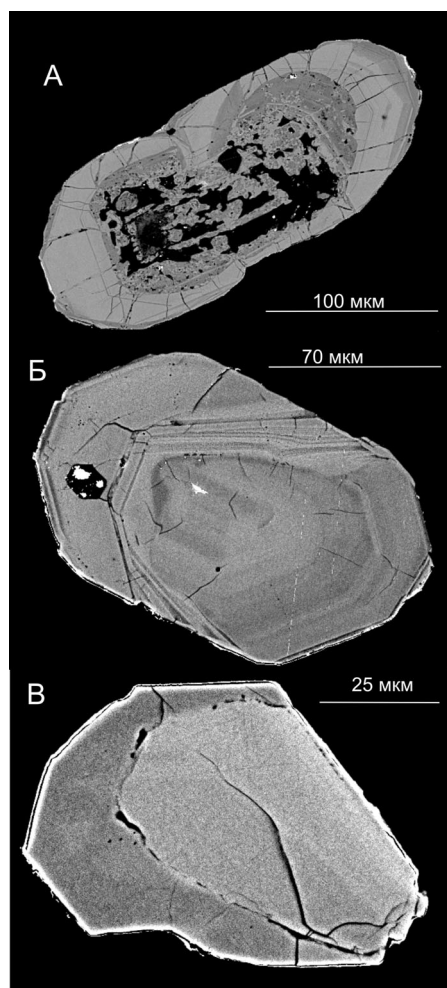


Рис. 1. Микрофотографии зерен циркона (BSE) из зоны выветривания. А – из пробы плагиоклаз-микроклиновых гранитов (205), Б – из пробы микроклиновых гранитов (1405), В – из пробы метапесчаников (1505)

составу циркона в зонах изменения в пробе 205. Внешняя оболочка достаточно однородная, и, как и в случае с пробой 205, формирует огранку зерен, часто сохраняя во внешних формах следы дефектной поверхности ядра.

В пробе из метапесчаников (1505) наблюдаются главным образом обломки зерен. Форма зерен округлая, однако встречаются остроконечные зерна, средний размер 40-70 мкм. Изучение внутреннего строения позволяет выделить в цирконах из этой пробы ядро и оболочку. Ядра цирконов различные – встречаются как однородные ядра, ядра с осцилляторной зональностью, так и ядра с незакономерным расположением неоднородностей (рис.1). Оболочка однородная по своему строению и присутствует в том или ином количестве во всех зернах из пробы метапесчаников.

По распределению РЗЭ в цирконах можно выделить три группы (рис.2). Спектр распределения РЗЭ первой группы характеризуется примерно одинаковым содержанием легких и тяжелых РЗЭ ($La/Yb = 0.95-1.52$), слегка пониженным содержанием средних и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.39-0.72$). Для второй группы характерно значительное превышение содержаний тяжелых редких земель над легкими ($Lu/La = 480$), положительная цериевая ($Ce/Ce^* = 5.2$) и отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.65$). Спектр распределения РЗЭ в третьей группе более гладкий, чем во второй ($La/Yb = 0.02-0.1$), величины цериевой ($Ce/Ce^* = 1.5-2.5$) и европиевой аномалий ($Eu/Eu^* = 0.3$) меньше, а содержания тяжелых РЗЭ аналогичны содержанию этих элементов во второй группе.

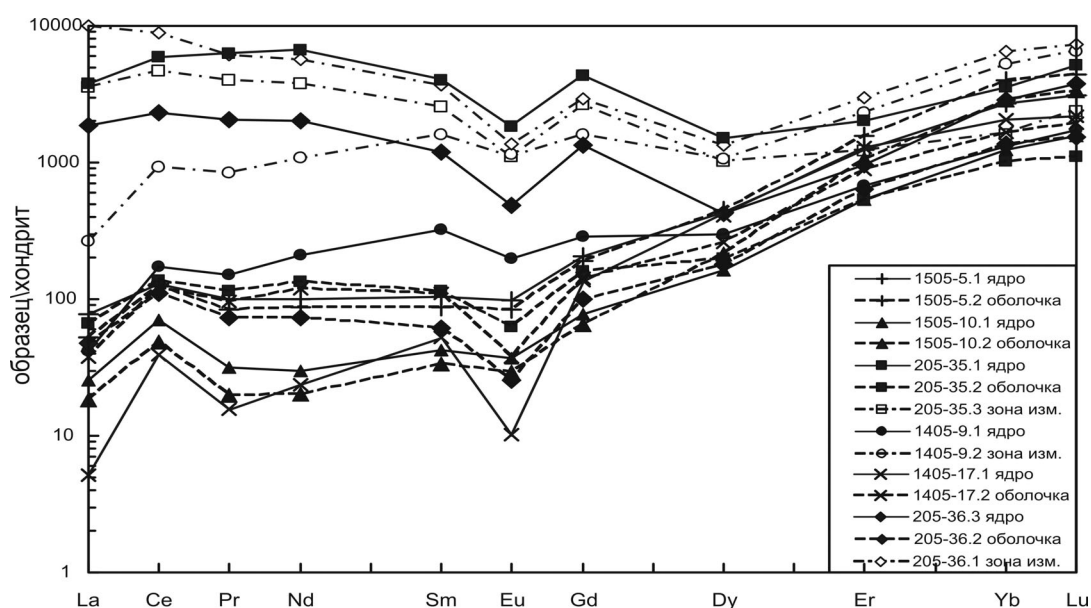


Рис.2 Распределение редкоземельных элементов в цирконах из хоны выветривания оз.Куоляarvi (С.Карелия).

К первой группе относятся составы ядер и «зон изменения» цирконов из плагиоклаз-микроклиновых гранитов пробы 205 и составы «зоны изменения» микроклиновых гранитов пробы 1405. Ко второй группе можно отнести составы ядер пробы 1405, а к третьей группе принадлежат составы внешних оболочек цирконов из всех изученных проб. В третью же группы попадают составы ядер цирконов из метапесчаников пробы 1505 (рис.2).

Особенности внутреннего строения зерен циркона из плагио-микроклиновых и микроклиновых гранитов (кавернозность ядра, наличие поздних низкотемпературных включений, зон изменений химического состава) позволяет говорить о том, что в цирконах из обеих проб проявлен процесс более поздний, чем время формирования самих ядер, но более ранний, чем формирование оболочки. Сходный химический состав зон изменения в цирконах свидетельствует о едином источнике этих изменений. Таким источником, вероятнее всего, был гипергенез. Поскольку плагио-микроклиновые граниты древнее микроклиновых, то к моменту выветривания трещиноватость этих пород была выше, чем более поздних микроклиновых гранитов. Это, наряду с особенностями химического состава самих цирконов из древних плагио-микроклиновых гранитов, привело к их значительной переработке при гипергенезе.

Наличие оболочки в цирконах из всех трех изученных проб свидетельствует о наложенном региональном метаморфизме, который и был причиной ее формирования. Сходный характер распределения редкоземельных элементов в этих оболочках также свидетельствует в пользу их метаморфической природы.

В цирконах из гранитоидов фундамента в районе оз.Куолярви (С.Карелия) наблюдается изменение характера распределения РЗЭ по сравнению с первичным в результате древнего гипергенеза. Эти изменения выражены главным образом в повышении содержания легких редких земель.

В районе оз. Куолярви (С.Карелия) в постъятулийское время был проявлен метаморфизм, приведший к формированию оболочки в зернах циркона как в породах фундамента, так и в метаосадочных образованиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Алфимова Н.А. Геологическое строение и химический состав палеопротерозойских кор выветривания Карелии. Сборник Трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб. 2009. в печати
Золотарева Г.С. Об изменении кристаллохимии циркона в коре выветривания (на примере Павловского выступа ВКМ). Материалы XIX молодежной конференции молодых ученых, посвященных памяти К.О.Кратца. Апатиты. 2008.
Чайка В.М., Горшкова Е.Б., Казак А.П. Цирконовый метод в осадочной геологии докембрия // Циркон в породах докембрия и фанерозоя. М.: Наука. 1985. С. 3-14

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИРКУТНОГО ТЕРРЕЙНА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Бадашкова Е. Е.

ИЗК СО РАН, Иркутск, badashkova_evgen@mail.ru

Иркутный террейн пространственно приурочен к Шарыжалгайскому краевому выступу Сибирского кратона. Террейн сложен архейскими метаморфическими образованиями, претерпевшими переработку в палеопротерозое, которые интродуцированы многочисленными массивами раннепротерозойских гранитоидов. По геологическим признакам Иркутный террейн относится к гранулит-гнейсовым областям (Гладкочуб и др., 2005).

Геохимические характеристики метаморфических пород Иркутного террейна ранее рассматривались в работах А.Д. Ножкина и О.М. Туркиной, (Ножкин и др., 1993) З.И. Петровой и В.И. Левицкого (Петрова и др., 1984). На основании изучения геохимических особенностей метавулканитов А.Д. Ножкиным и О.М. Туркиной был сделан вывод о том, что эти породы могли сформироваться в обстановке или островной дуги или активной континентальной окраины. По данным З.И. Петровой и В.И. Левицкого метаморфические породы могли быть образованы за счёт вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, сформированных в островодужной геодинамической обстановке. Следует отметить, что основные выводы в процитированных выше работах были сделаны при изучении метаморфических пород, обнажающихся вдоль Кругобайкальской железной дороги.

Большая часть метаморфического разреза вдоль Кругобайкальской железной дороги была подвержена мигматизации и разгнейсованию в течение палеопротерозойского этапа. Поэтому основные выводы в работах А.Д. Ножкина, О.М. Туркиной и З.И. Петровой, В.И. Левицкого были сделаны при изучении гнейсов и кристаллосланцев, встречающихся в виде реликтовых прослоев. Это вероятно, и обусловило неоднозначность трактовки геодинамической обстановки формирования этих толщ.

Основной задачей наших исследований было изучение метаморфического комплекса Иркутного террейна в разрезах, не претерпевших существенной переработки в течение раннепротерозойских тектонотермальных событий. Такие разрезы были обнаружены в районе перевала Тальяны-Китой (разрез Тойсук) и в среднем течении реки Китой (разрез Холонха). Цель исследований дать геохимическую характеристику метаморфических пород, оценить геодинамическую обстановку их формирования и выявить основные источники сноса для первично осадочных пород.

Разрез Тойсук.

Метаморфический комплекс Иркутного террейна в районе перевала Тальяны-Китой условно можно подразделить на три зоны (толщи), сменяющие друг друга вверх по разрезу. Нижняя толща представлена двупироксеновыми кристаллическими сланцами иногда с амфиболом и биотитом, ортопироксеновыми и биотитовыми гнейсами. Среди двупироксеновых кристаллических сланцев отмечаются линзы метавулканических пород. Средняя толща состоит из амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев, переслаивающихся с гранат-ортопироксеновыми, биотит-ортопироксеновыми и шпинель-биотитовыми гнейсами. Верхняя толща представлена гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми, гранат-ортопироксен-биотитовыми гнейсами. Степень метаморфизма пород достигает гранулитовой фации, возраст метаморфизма на основании U-Pb датирования цирконов (SHRIMP метод) составляет 2,6 млрд. лет (Poller et

al., 2005). Наиболее древние цирконы, найденные в гранат-ортопироксен-биотитовых гнейсах, имеют возраст 3,4 млрд. лет (Poller et al., 2005).

Согласно петрогеохимической классификации (Неелов, 1980) в неметаморфизованном состоянии большая часть гнейсов в верхних и средних частях разреза была представлена первично осадочными породами. Двупироксеновые кристаллические сланцы нижней и средней частей разреза, ортопироксеновые и биотитовые гнейсы нижней части разреза соответствуют первично вулканическим породам.

Метаосадочные породы. Содержание SiO_2 для большей части пород варьирует от 58 до 77%, содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) от 2,6 до 5,8%, содержания фемического модуля ($\text{FM}=(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})/\text{SiO}_2$) изменяется от 0,05 до 0,21, титанового модуля ($\text{TM}=\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) от 0,03 до 0,07. Исключение составляют несколько образцов, для которых характерны повышенные содержания фемического от 0,27 до 0,62 и титанового от 0,05 до 0,22 модулей, что позволяет рассматривать эти породы как туффоиды основного состава (Юдович и др., 1997). По классификации (Pettijohn et al., 1988) породы соответствуют грауваккам и лититам. Исследованные породы (кроме туффоидов) характеризуются низкими значениями отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,7-7,6$, что свидетельствует о незрелости осадков.

Отношения Th/Co , Th/Sc , Th/Cr , La/Co , и La/Sc в породах средней части разреза близки к отношениям в осадках, образованных за счёт гранитоидов (Cullers et al., 2000). Отношения Th/Co , La/Co и La/Sc в исследованных породах верхней части разреза могут свидетельствовать об образовании их за счёт гранитоидных источников, а отношения Th/Sc , Th/Cr и Eu/Eu^* близки к породам образованным за счёт базитовых источников, т.е. для верхней части разреза характерно образование за счёт двух источников.

Изученные породы характеризуются умеренными значениями индикаторного геохимического отношения Ti/Zr , варьирующего от 8,2 до 36,7, и низкими значениями отношений $\text{La}/\text{Sc} = 0,8-13,4$, что согласно классификации (Bhatia, 1983) свидетельствует об их формировании в обстановке континентальной дуги. Присутствие в метаосадочных породах цирконов с возрастом 3,4 млрд. лет свидетельствует о том, что источниками гранитоидного материала для метаосадков могут быть породы тоналит-грондъемитового состава Онотского блока Шарыжалгайского выступа, имеющие возраст 3386 ± 14 млрд. лет (Бибикова и др., 2006).

Метавулканические породы. Содержание SiO_2 для основной массы метавулканических пород варьирует от 45,0 до 68,7%, щелочей от 3,3 до 8,1%. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre et al., 1989) точки составов попадают в поля базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов. На диаграмме AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- FeO^* - MgO исследуемые породы легли как в толеитовую, так известково-щелочную серии. Граница толеитовой и известково-щелочной серии по Х.Куно (Kuno, 1968). Все породы обладают низкой и умеренной титанистостью $\text{TiO}_2 = (0,5-2,4\%)$. Для всех проанализированных пород характерны фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов: для базальтов и андезибазальтов $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1,6-19,1$, для андезитов - 6,5-20,5 и для дацитов - 5,0-22,4. На диаграмме $\text{MnO}^*10\text{-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5^*10$ (Mullen, 1983) большинство точек составов метавулкаников основного состава расположились в поле (IAT) толеитов островных дуг.

На диаграмме в координатах $(\text{Y}+\text{Nb})\text{-Rb}$ Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) точки составов располагаются в поле гранитов океанических дуг.

На мультиспектральных спектрах, построенных для базальтов и андезибазальтов, хорошо проявлены отрицательные аномалии по Nb-Ta и Ti. Такие мультиспектральные спектры типичны для основных пород, сформированных в островодужной геодинамической обстановке. На диаграмме Zr-Nb-Y (Meschide, 1986) точки составов базальтов и андезибазальтов располагаются в поле базальтов океанических дуг.

Разрез Холмха

Разрез представлен гранат-ортопироксен-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми гнейсами и двупироксен-биотит-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами.

Согласно петрогеохимических классификаций (Неелов, 1980) и (Предовский, 1980) гранат-ортопироксен-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы данного разреза в неметаморфизованном состоянии были представлены осадочными породами, а двупироксен-биотит-амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы – вулканогенными породами.

Метаосадочные породы. Согласно петрогеохимических классификаций (Неелов, 1980) в неметаморфизованном состоянии выше перечисленные гнейсы разреза представлены граувакковыми алевролитами, пелит-алевролитовыми аргиллитами, полимиктовыми алевролитами и алевропелитовыми аргиллитами. Содержание SiO_2 для метаосадков варьирует от 62,5 до 71,1%, содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) от 4,3 до 6,6%.

На основании классификации (Pettijohn et al., 1988) метаосадочные породы разреза относятся к грауваккам, на классификационной диаграмме (Herron, 1988) точки их составов попадают в поля вакков, глинистых сланцев и аркозов. Исследованные породы характеризуются низкими значениями отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,8-5,0$, что может свидетельствовать о незрелости осадков. Отношения Th/Co , Th/Sc , Th/Cr ,

La/Co, и La/Sc в проанализированных породах близки к отношениям в породах, образованных за счёт гранитоидов (Cullers, 2000).

Исследуемые породы характеризуются умеренными значениями индикаторного геохимического отношения Ti/Zr, варьирующего от 9,5 до 17,5 и низкими значениями отношений La/Sc = 1,5-8,4, что согласно классификации М.Р.Бхатия (Bhatia, 1986) свидетельствует об их формировании в обстановке континентальной дуги.

Для выяснения связи составов метаосадочных пород с вмещающими их тектоническими элементами была использована классификация М.Р. Бхатия (Bhatia, 1983), который предложил использовать дискриминационные параметры, как $Fe_2O_3^* + MgO$ %, TiO_2 %, Al_2O_3/SiO_2 , K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$, где $Fe_2O_3^*$ представляет собой общее железо в пересчете на Fe_2O_3 . Значения суммы $Fe_2O_3^* + MgO$ в основном укладываются в пределы 5,2-13%, содержания титана колеблются от 0,2 до 0,9%, Al_2O_3/SiO_2 изменяются от 0,2 до 0,3%, K_2O/Na_2O 0,7-1,2%, $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ 2,5-3,3%. Имея такие значения, все составы пород располагаются в полях, соответствующие отложениям континентальных островных дуг и активных окраин. На диаграмме в координатах $Fe_2O_3^* + MgO - Al_2O_3/SiO_2$ исследуемые метаосадочные породы попадают в поле океанических островных дуг. На диаграмме La/Sc-Ti/Zr (Bhatia et al., 1986) точки составов метаосадков попадают в поле континентальных дуг.

Можно сделать вывод, что субстратом для метаосадочных пород разреза Тойсук и разреза Холмха Иркутного террейна могли являться полимиктовые алевролиты, аркозы и субаркозы. Источниками сноса для осадочных пород служили как гранитоиды, так и породы базитового состава. Источником кислого материала могли быть тоналит-трондьемиты Онотского блока. Формирование этих осадочных пород, послуживших субстратом для гранулитов, происходило в обстановке континентальной дуги.

Метавулканические породы. Содержание SiO_2 для основной массы метавулканических пород варьирует от 44,4 до 60,2%, щелочей от 1,2 до 6,0%. Содержание Al_2O_3 изменяется в пределах 13,4-19,4%. Все породы обладают низкой и умеренной титанистостью $TiO_2 = (0,6-1,8\%)$.

На диаграмме $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ точки составов попадают в поля базальтов, трахиандезитов, трахибазальтов и андезитов. На диаграмме Ле Мэтра $SiO_2 - K_2O$ (Le Maitre R.W., 1989) видно, что исследованные породы практически все относятся к умеренно-калиевым типам. Среди проанализированных пород встречаются как толеитовые, так и известково-щелочные разности. $Mg\#$ для основной массы пород варьирует от 39 до 75. Для проанализированных пород характерны не фракционированные и слабо фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов: $(La/Yb)_n = 0,8-11,2$; $(La/Sm)_n = 1,07-3,7$; $(Gd/Yb)_n = 0,8-2,5$ и наличие отчетливо Eu минимума $(Eu/Eu^*)_n = 0,6-0,9$.

На мультиэлементных спектрах хорошо проявлены отрицательные аномалии по Nb-Ta, Р и Ti, характерны высокие содержания La, Ce, K, Hf, что типично для основных пород, сформированных в островодужной геодинамической обстановке.

Таким образом, на основании высокоточных геохимических анализов для метавулканических пород (ICP-MS) среди метавулкаников Иркутного террейна было выделено большое разнообразие пород, что типично для островодужных ассоциаций.

Сопоставление геохимических характеристик метаосадочных и метавулканических пород в разрезах Тойсук и Холмха Иркутного террейна Сибирского кратона показало их идентичность. Совокупность метаосадочных и метавулканических пород изученных в разрезе гранулитового комплекса Иркутного террейна может быть интерпретирована как реликт метаморфизованной ассоциации близкой по составу и геохимическим характеристикам к породам зрелой островной дуги

ЛИТЕРАТУРА

- Бибикина Е.В., Туркина О.М., Кирилова Т.И. и др. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. № 3. 2006. С. 347-352.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов Кайтогского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. № 11. т.46. 2005. С. 1139-1150.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука. 1980. С. 100.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов Канского и Шарыжалгайского комплексов. Новосибирск. 1993. С. 219.
- Петрова З.И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск. Наука. 1984. С. 200.
- Предковский А.А. Реконструкция условия седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. С. 152.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Проблемы литохимии. Сыктывкар: Геопринт. 1997. С. 28.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. № 6. V. 91 1983. P. 611-627.
- Bhatia M.R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral Petrol. V. 92. 1986. P. 181-193.
- Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian- Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. V. 51. 2000. P. 181-203.

- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. V. 58. 1988. P. 820-829.
- Kuno H. Differentiation of basaltic magmas // Hess H. H., Poldervaart A. (eds) Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V.2. Interscience, N.Y. 1968. P. 623-688.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. e. a. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.
- Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. V. 56. 1986. P. 207-218.
- Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. V.62. 1983. P. 53-62.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. V. 25. 1984. P. 956-983.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York. 1988
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. V.136. 2005. P. 353-368.

ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КСЕНОЛИТОВ ПИРОКСЕНИТОВОЙ СЕРИИ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Боровков Н. В.

ИГГД РАН, Санкт – Петербург, n.v.borovkov@mail.ru

Объектами исследования являются ксенолиты пироксенитовой серии из шлакового конуса Сигурд, расположенного на северо-западе архипелага Шпицберген. Ксенолиты пироксенитовой серии представлены амфиболсодержащими безоливиновыми вебстеритами, гранатовыми вебстеритами, клинопироксенитами, горнблендитами. Целью работы является петрографическое описание, исследование состава породообразующих и второстепенных минералов, определение условий кристаллизации парагенезисов ксенолитов.

Методы исследования

Определение химического состава минералов проводилось микрозондовым методом в лаборатории ИГГД РАН на приборе LINK AN 1000 при ускоряющем напряжении 15 кВ с силой тока 0,4-0,5 мА и диаметром электронного пучка 2-5 мкм.

Ксенолитсодержащие вулканы

Четвертичный вулканизм приурочен к западному флангу грабенообразной структуры девонского возраста. Вулканы по петрохимическим характеристикам относятся к щелочным оливиновым базальтам: SiO₂=44,12-47,70; Na₂O+K₂O=4,28-7,16 мас.%; Na₂O/K₂O=2,02-2,31, mg#=0,40-0,50 (Евдокимов, 2000).

Петрография

Вебстериты содержат срх, орх, amph, sp и имеют неравномернозернистую мозаичную гранобластическую структуру, характеризующуюся развитием изометричных полигональных зерен пироксенов. В породе чередуются мелкозернистые и крупнозернистые участки. Мелкозернистые участки сложены строго изометричными зернами клино- и ортопироксенов размером от 0,001 до 0,09 мм. Большую же часть объема породы составляют участки с более крупным размером зерен - от 0,4 до 1,5 — 1,9 мм в поперечнике. Амфибол представлен зернами размером от 0,005 до 1,12 мм. Все зерна амфибола не имеют строгих кристаллографических очертаний. Наиболее мелкие зерна амфибола имеют изометричную округлую форму и не нарушают структурный фон породы. Крупные же вкрапленники имеют неправильную, извилистую, заливообразную форму и содержат внутри себя кристаллы пироксенов.

Гранатовые вебстериты содержат срх, орх, grt, amph и sp и имеют порфиробластическую структуру. Порфиробласты представлены гранатом размером 0,3-3 мм, а основная ткань имеет гранобластическую структуру и сложена более мелкими изометричными полигональными зернами клинопироксена, ортопироксена и амфибола размером 0,03-0,9 мм. Порфиробласты граната не совсем резко превышают размеры минералов основной массы и чаще имеют неправильную форму, но близкую к округлой. Гранат представлен как крупными порфиробластами, так и изометричными округлыми зернами в основной массе.

Амфиболсодержащие клинопироксениты – горнблендиты состоят из amph, срх и sp, характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой, обусловленной развитием гипидиоморфных или идиоморфных зерен амфибола размером от 0,5 до 7,3 мм. Зерна клинопироксена ксеноморфны по отношению к амфиболу, имеют размер от 0,1 до 2,8 мм. Для зерен моноклинного пироксена характерны удлиненные, извилистые формы и разнообразные бесформенные очертания. В некоторых образцах амфибол может существенно преобладать над клинопироксеном вплоть до образования горнблендитов. При этом формируются гигантские, идеальные

зерна амфибола размером до 5-9 см. Некоторые гигантские зерна амфибола включают в себя мелкие пойкилитовые вросстки моноклинного пироксена.

Для моноклинных пироксенов вебстеритов и гранатовых вебстеритов характерны структуры распада твердых растворов. Кристаллы клинопироксена содержат микровросстки ромбического пироксена. В ортопироксенах структур распада твердых растворов не наблюдается.

Особого внимания во всех петрографических разновидностях заслуживают мелкозернистые зоны – предполагаемые зоны плавления, которые находятся в ассоциации либо с гранатом и шпинелью, либо с амфиболом и шпинелью. Мелкозернистые зоны состоят из пироксенов, плагиоклаза, шпинели, ильменита. В ассоциации находятся либо гранат, шпинель и мелкозернистая зона, либо амфибол, шпинель и мелкозернистая зона. Всегда участки породы, содержащие гранат, обособлены от участков, содержащих амфибол. В ксенолитах образуется по нескольку зон плавления, которые не сообщаются между собой. На границе с этими зонами породообразующие минералы имеют заливообразные изрезанные очертания.

Минералогия

Породообразующие минералы

Ортопироксен представлен энстатитом ($\text{MgO}=25,37\text{--}25,84$; $\text{FeO}=14,56\text{--}15,08$; $\text{Al}_2\text{O}_3=4,50\text{--}5,50$ мас%), клинопироксен - диопсид с примесью жадеитовой и чермакитовой молекулы ($\text{MgO}=12,45\text{--}13,04$; $\text{FeO}=6,12\text{--}6,47$; $\text{Al}_2\text{O}_3=7,38\text{--}7,63$; $\text{Na}_2\text{O}=1,48\text{--}1,80$ мас%). Гранат относится к ряду пирропа-альмандина с примесьюgrossуляровой молекулы ($\text{MgO}=14,76\text{--}15,49$; $\text{FeO}=4,05\text{--}14,58$; $\text{CaO}=5,33\text{--}5,76$ мас%). Шпинель - герцинит ($\text{Al}_2\text{O}_3=62,50$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=1,50$; $\text{FeO}=18,50$ мас%). Амфибол относится к керсутиту ($\text{Ca}^{\text{VII}}=1,84\text{--}1,90$; $(\text{Na}+\text{K})^{\text{XII}}=0,92\text{--}0,98$; $\text{Ti}=0,50\text{--}0,54$; $\text{Si}=5,85\text{--}6,01$ ф. е., $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})=0,66\text{--}0,69$). Все минералы отличаются по составу от одноименных минералов перидотитовой серии (Боровков, 2008).

Минералы зон плавления

На рис. 1, 2, 3, 4 представлена зона плавления в соприкосновении с амфиболом и шпинелью при разном увеличении. Как видно на рис. 3 шпинель ($\text{MgO}=14,17$; $\text{Al}_2\text{O}_3=57,03$; $\text{FeO}=27,96$ мас%) на границе с зоной плавления имеет кайму, представленную ортопироксеном ($\text{Al}_2\text{O}_3=7,65$; $\text{FeO}=17,05$; $\text{MgO}=22,21$; $\text{CaO}=2,32$ мас%). Сама же зона плавления сложена удлинёнными микролитами плагиоклаза ($\text{Al}_2\text{O}_3=30,35$; $\text{CaO}=16,47$; $\text{Na}_2\text{O}=2,42$ мас%) (рис. 1, 3 и 4), срастаниями ортопироксена ($\text{Al}_2\text{O}_3=6,97$; $\text{FeO}=15,77$; $\text{MgO}=23,14$; $\text{CaO}=2,08$ мас%) и шпинели ($\text{MgO}=14,85$; $\text{Al}_2\text{O}_3=62,07$; $\text{FeO}=21,39$ мас%) (рис. 2 и 4), ильменитом ($\text{FeO}=54,72$; $\text{TiO}_2=30,1$ мас%) (рис. 1 и 4).

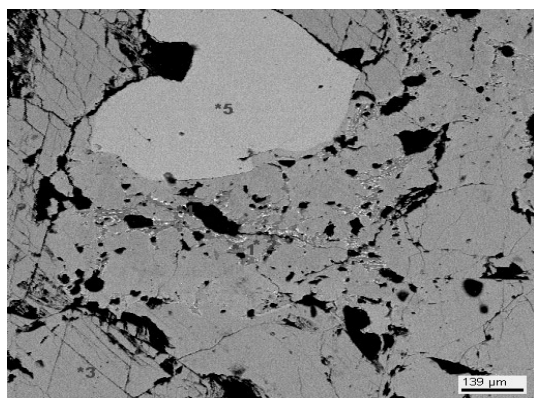


Рис.1. 1-Plag; 2-Орх; 3-Amph;
4-ilm; 5-sp

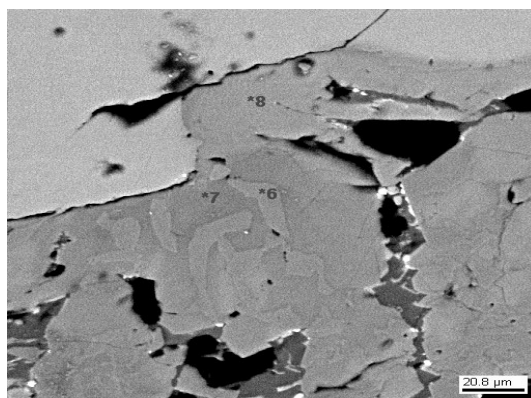


Рис.2. 7-Орх; 6-sp; 8-Amph

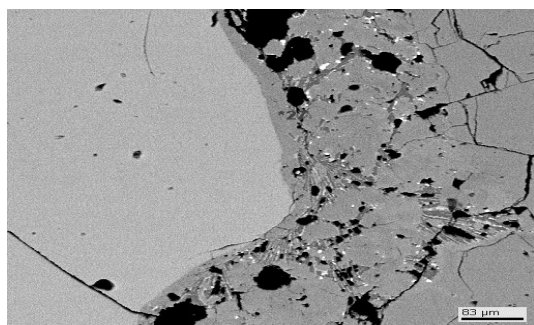


Рис. 3. 27-Орх

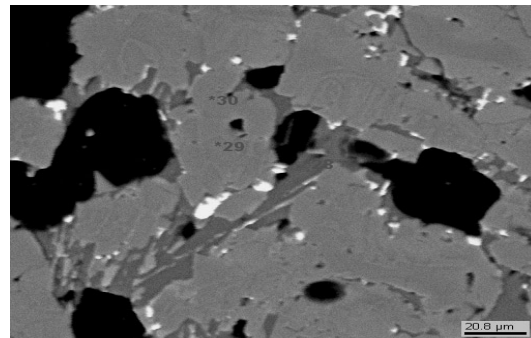


Рис. 4. 28-Plag; 29-sp; 30-Орх

На дискриминационной диаграмме $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 5) составы породообразующих шпинелей и шпинелей из зон плавления образуют отдельные неперекрывающиеся поля. При этом породообразующие шпинели обогащены FeO (27,83 – 28,37 мас%) и обеднены Al_2O_3 (56,45 – 57,26 мас%) по сравнению со шпинелями из зон плавления, в которых содержание FeO составляет 19,85 – 22,07 мас%, а Al_2O_3 – 61,20 – 63,10 мас%.

Геотермобарометрия

Определение T , P – условий кристаллизации было проведено как для ксенолитов пироксенитовой серии, так и для ксенолитов перидотитовой серии. Для расчетов использовались составы неизменных и незональных зерен, удаленных от мелкозернистых зон и участков, содержащих амфибол.

Расчет температур и давлений для гранатовых вебстеритов производился с помощью версии гранат - ортопироксенового термобарометра (Glebovitsky et al, 2004), модифицированной для Cr -содержащей системы (Никитина и др., 2009). Эта версия была калибрована на основе данных по равновесию граната и ортопироксена в системах FMAS и CFMAS (Harley, 1984). Но в ней не учитывалась закономерность распределения Fe и Mg между минералами и растворимости Al в ортопироксене от содержания Cr в пироксенах. Эти зависимости были установлены поздними экспериментами в системах MASCr и FMASCr (Brey et al, 1999; Gurnis et al, 1999; Klemme et al, 2000; Gurnis et al, 2003). В результате были рассчитаны поправки, учитывающие зависимость значений температуры и давления от содержания Al и Cr в гранатах (Никитина, 2009). Эти поправки таковы:

$$\Delta T = -500 \cdot (\text{Al}_{\text{Gr}} - 1.7), \Delta P = 0.04 \cdot [-500 \cdot (\text{Al}_{\text{Gr}} - 1.7)].$$

Здесь Al_{Gr} – содержание алюминия в гранате в атомных единицах (а. е.) в расчете на 12 атомов кислорода, ΔT – в $^{\circ}\text{C}$, ΔP – в кбар.

Применение таких уравнений важно для всего спектра пироксенов, содержащих Cr и Al .

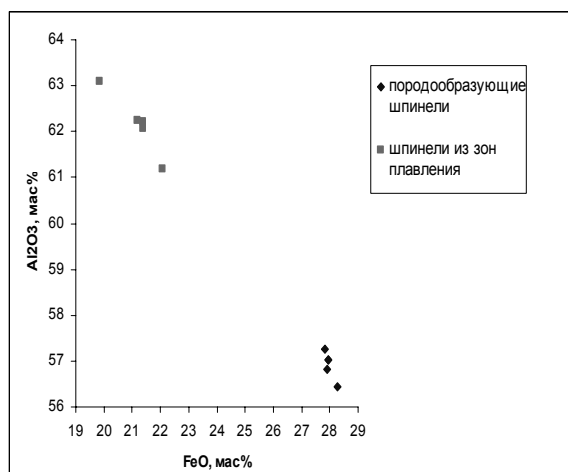


Рис. 5

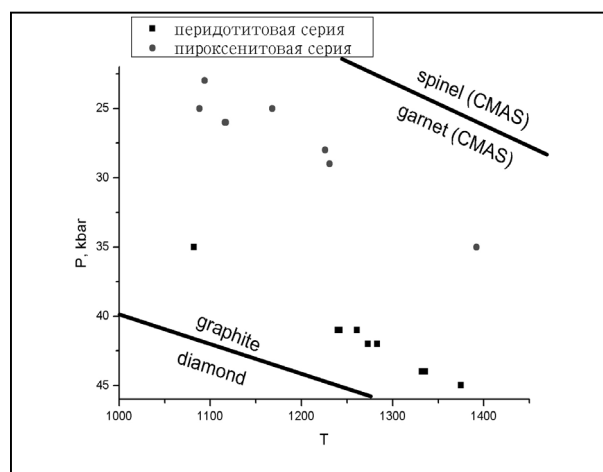


Рис. 6.

На основании данных по составу сосуществующих граната и ортопироксена определены T и P для гранатсодержащих пород пироксенитовой серии (рис. 6). Здесь же показана кривая фазового перехода шпинель-гранат (O'Neill, 1981; Robinson, Wood, 1998; Walter et al, 2002), а также геотерма, полученная для перидотитов (шпинелевые лерцолиты). Поскольку они не содержат граната, расчет температуры осуществлялся с помощью модифицированного варианта двухпироксенового геотермометра (Никитина, 1992), в котором учитывается зависимость распределения Fe^{2+} и Mg между ортопироксеном и сосуществующим моноклинным пироксеном от суммарного содержания алюминия и хрома в структуре ромбического пироксена. Для температуры вводится специальная поправка:

$$\Delta T^{\circ}\text{C} = -990 \cdot [(\text{Al} + \text{Cr})_{\text{орп}} - 0.127],$$

где $(\text{Al} + \text{Cr})_{\text{орп}}$ – содержание элементов в ортопироксене в а. е. в расчете на 6 атомов кислорода.

Давление рассчитывалось при допущении, что геотермический градиент для пород перидотитовой серии равен или близок геотермическому градиенту перидотитов Витимского плато, поскольку основные породообразующие минералы приблизительно одинаковы (Боровков, 2008). При этом

$$\text{TГ} = T/(P \cdot \rho),$$

где TГ – температурный градиент, T – температура, P – давление, $\rho = 3,4 \text{ г/см}^3$ – плотность.

Пироксенитовая и перидотитовая серия образуют две различные геотермы. Точки располагаются в области стабильности графита, ниже кривой перехода шпинель-гранат. Это означает, что эти серии представляют существенно разные уровни верхней мантии.

Выводы

1. Во всех породах пироксенитовой серии наблюдаются зоны плавления и минералогические ассоциации в перикристаллизованных зонах, которые свидетельствуют о условиях, соответствующих плагиоклазовой зоне. Возможно, образование амфибола происходило в этот период.

2. Минералы пироксенитовой серии отличаются отсутствием Cr, высоким содержанием Al и Fe (Боровков, 2008).

3. Полученные различия для ксенолитов пироксенитовой и перидотитовой серии индивидуальные геотермы свидетельствуют о разных условиях образования этих серий. Условия образования пироксенитовой серии близки к кривой равновесия гранат-шпинель.

Автор выражает благодарность своим научным руководителям доценту кафедры петрографии СПбГУ М. Ю. Корешковой и главному научному сотруднику ИГГД РАН профессору Л. П. Никитиной. Глубокую признательность хочется высказать аспиранту ИГГД РАН А. Г. Гончарову, предоставившему для исследований коллекцию ксенолитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровков Н. В. Мантийные ксенолиты из четвертичных вулканов архипелага Шпицберген // Геология и геоэкология: исследования молодых. Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященных памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца. КНЦ РАН, Апатиты. 2008.
- Евдокимов А. Н. Вулканы Шпицбергена. СПб. ВНИИОкеангеология. 2000.
- Никитина Л.П., Иванов М.В. Геологическая термобарометрия на основе реакций минералообразования с участием фаз переменного состава // СПб.: Недра, 1992. 192 с.
- Brey G.P., Doroshev A.M., Girs A.V., Turkin A.I. Garnet-spinel-orthopyroxene equilibria in the FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Cr₂O₃ system: I. Composition and molar volumes of minerals. // Eur. J. Mineral. 1999. V. 11. P. 599-617.
- Girs A.V., Brey G.P. Garnet-spinel-orthopyroxene equilibria in the FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Cr₂O₃ system: II Thermodynamic analysis // Eur. J. Mineral. 1999. V. 11. P. 619-636.
- Girs A.V., Brey G.P., Doroshev A.M., Turkin A.I., Simon N. The system MgO-Al₂O₃-SiO₂-Cr₂O₃ revisited: reanalysis of Doroshev et al.'s (1997) experiments and new experiments // Eur. J. Mineral. 2003. V. 15. P. 953-964.
- Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Khiltova V. Ya., Ovchinnikov N.O. The Thermal Regimes of the Upper Mantle beneath Precambrian and Phanerozoic Structures up to the Thermobarometry data of Mantle Xenoliths // Lithos. 2004. V. 74. P. 1-26.
- Harley S.S. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ systems. // J. Petrol. 1984. V. 25 P. 665-696.
- Klemme S., O'Neill H.S. The effect of Cr on the solubility of Al in orthopyroxene: experiments and thermodynamic modeling // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 84-98.
- O'Neill, H.St.C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 77. P. 185-194.
- Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at peridotite solidus //Earth Planet, Sci. Lett.
- Walter M., Katsura T., Kubo A., Shinmei T., Nishikawa O., Ito E., Leshner C., Funakoshi K. Spinel-garnet lherzolite transition in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ revisited: an in situ X-ray study // 1998. V. 164. N 1. P. 277-284.

ПОВЕДЕНИЕ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В МОДЕЛЬНОМ ГРАНИТНОМ РАСПЛАВЕ

Бородулин Г. П.

ИЭМ РАН, Черноголовка, Gleb-Borodulin@yandex.ru

Все повышенные эндогенные концентрации Nb и Ta, вплоть до представляющих практический интерес, связаны с гранитами и щелочными породами. Запасы ниобия на 4/5 связаны с карбонатитами, оставшаяся часть - с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами и с метасоматитами, сопровождающими миаскиты. Для тантала редкометалльные гранитные пегматиты до настоящего времени являются важнейшими в промышленном отношении (1/5 по запасам), несколько уступая агпайтовым нефелиновым сиенитам и щелочным гранитам (Месторождения..., 1998).

Несмотря на «незначительную» роль в балансе мировых запасов месторождений Ta и Nb, связанные с известково-щелочными (в том числе Li-F) гранитами, представляют большой интерес, так как они являются преимущественно танталовыми и благодаря локализации в верхних частях небольших куполов литий-фтористых гранитов, удобных для разработки карьерным способом.

Для изучения условий накопления и транспорта Ta и Nb в гранитных расплавах были проведены эксперименты: (1.) по растворению природного колумбита в модельных гранитных расплавах и (2.) по изучению распределения Nb и Ta между содержащим эти металлы гранитным расплавом и водным фторидным флюидом. Эксперименты выполнены на установке высокого газового давления с внутренним

нагревом УВД-10000 («газовая бомба»). Исходные водонасыщенные Al-Si стёкла, обогащенные Li, F, Fe и Mn, а также насыщенные водой, были получены путём плавления гелевых смесей. На первом этапе при атмосферном давлении и ступенчатом подъёме температуры до 1500° С. На втором этапе измельченные стекла плавят в гидротермальных условиях с введением указанных выше микродобавок и избытка воды при температуре 960° С и давлении, при котором планировались эксперименты по растворению колумбита. Колумбит растворялся диффузионным путём в силикатных расплавах различного состава (ANK = 0.64; 1.1; 1.7) при $T = 650-850^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.3-4$ кбар, (длительности опытов от 2.5 до 8 суток в зависимости от параметров опыта).

В экспериментах по изучению распределения Nb и Ta между гранитным расплавом и фтор содержащим флюидом использовались те же Al-Si стекла, что и в экспериментах по изучению растворимости, с той лишь разницей, что в системе отсутствовало Fe, а также в соответствии с полученными данными по растворимости Nb и Ta, к составу шихты добавлялись Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (по 0.1-0.2 мас.% в зависимости от состава расплава). Растворы после опытов анализировали методом ICP AES и MS.

Рентгеноспектральный локальный микроанализ твёрдых продуктов опытов и фотографирование во вторичных электронах выполнялись на цифровом сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega TS5130MM с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром INCA Energy 350 (ИЭМ РАН). Стёкла, полученные после опытов по изучению распределения, дополнительно анализировались на волновых спектрометрах в МГУ им. М.В. Ломоносова.

В результате проведённых исследований было установлено, что Nb и Ta имеют очень высокое сродство к расплаву. Коэффициенты распределения раствор/расплав резко смещены в сторону расплава и составляют 0.001-0.007 для Ta и 0.004-0.017 для Nb (Бородулин и др., 2009). Из этого следует, что на стадии формирования гранитного массива Nb и Ta фактически до самого момента кристаллизации должны оставаться в расплаве. Полученные значения растворимости Nb и Ta в близнормальных расплавах (ANK = 1.1), наиболее соответствующих природным Li-F гранитам, варьируют от 0.06 до 0.76 для Nb и от 0.09 до 0.55 для Ta в зависимости от P - T параметров экспериментов. Кристаллизация в виде собственных фаз (колумбита) из расплава возможна лишь на самой заключительной субсолидусной стадии кристаллизации гранитного массива (Чевычелов и др., в печати).

Хотя при постановке экспериментов не ставилась задача получения редкометалльных минералов, некоторые минеральные фазы кристаллизовались из расплава и были попутно изучены (рис. 1). Новообразованные фазы в экспериментах кристаллизуются: а) на границе раздела расплав/колумбит как реакционная кайма (такой рост наиболее характерен для новообразованных пироксенов); б) в закалочном стекле в виде игольчатых кристаллов колумбита или полилитииона (Васильев, Бородулин, 2008).

В опытах образовывался прежде всего натриевый пироксен, замещающий по периферии кристаллы исходного колумбита, поскольку натрий содержится в силикатном стекле. В одном случае наблюдалось образование Na-Ca-U пироксена (4 вес.% CaO, до 4-6 вес.% UO_2), локализованного в алюмосиликатном стекле, хотя исходно в системе Ca и U находились в качестве небольшой примеси в природном колумбите (рис. 1а).

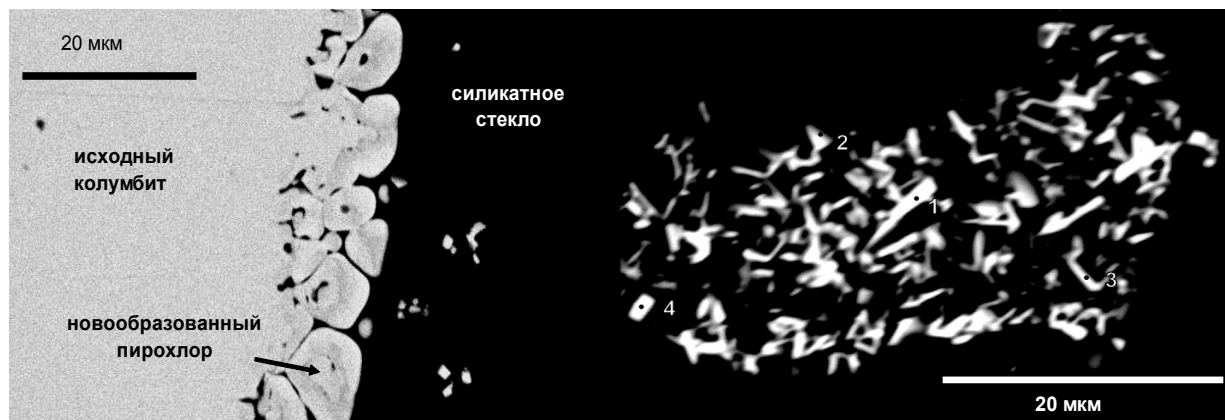


Рис. 1. Новообразованные фазы в экспериментах кристаллизуются:

- а) на границе раздела фаз как реакционная кайма. На фотографии видны растущие октаэдрические кристаллы, характерные для новообразованных пироксенов
- б) в закалочном стекле. Происходит быстрый рост игольчатых кристаллов колумбита.

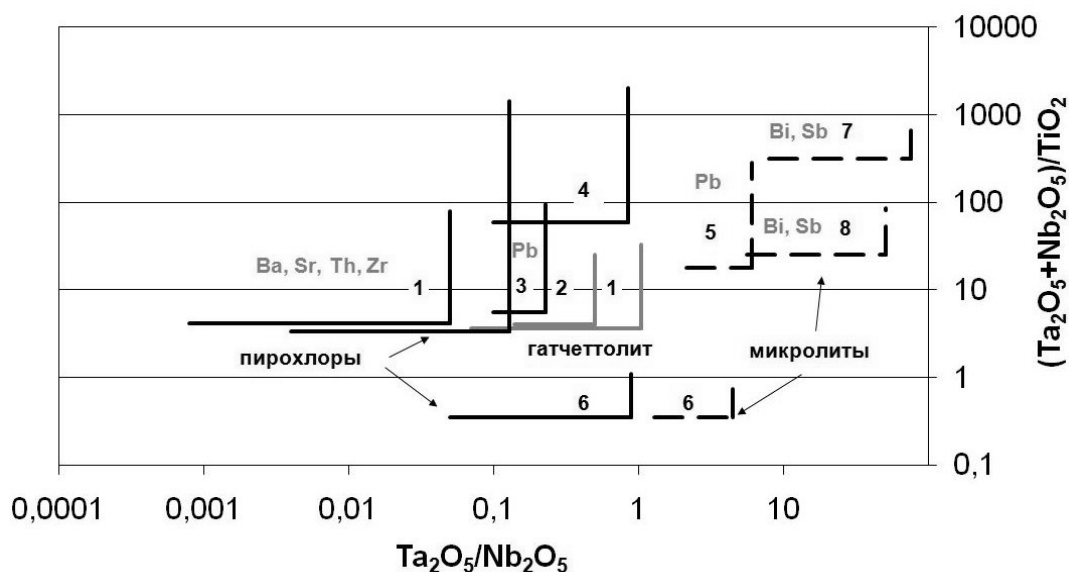


Рис. 2. Индикаторные соотношения в пироксиде различного генезиса.

Цифрами обозначены следующие парагенезисы: 1 – карбонатиты, связанные с щелочными ультраосновными породами, 2 – карбонатиты линейных зон, 3 – щелочные гранитоиды и полевошпатовые метасоматиты, 4 – литий-фтористые граниты; гранитные пегматиты: 5 – амазонитовые, 6 – редкометаллоносные, 7 – берилл-колумбитовые, 8 – сподумен-пегматитовые. Также указаны характерные для данного парагенезиса катионы. При построении использованы данные Горжевской и Скоробогатовой, 1989.

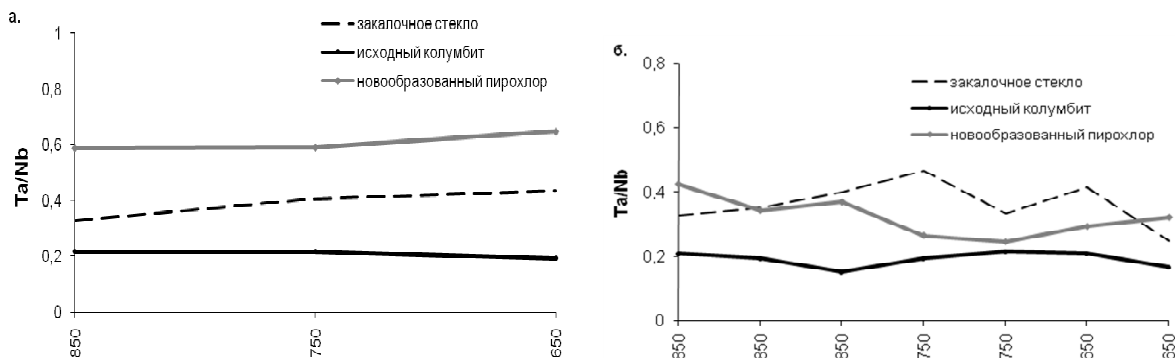


Рис. 3. Ta/Nb отношение в различных фазах в экспериментах, выполненных при температуре 650-850° С и давлении: а. – 2 кбар, б. – 0.6 кбар.

Колумбит (рис. 16) кристаллизовался в ходе экспериментов по изучению распределения Nb и Ta между расплавом и F-флюидом непосредственно из гранитного расплава ($ANK = 1.7$), при $P = 1$ кбар и $T = 750^\circ \text{C}$. Состав новообразованного тантало-ниобата вернее отнести к мангантанталиту. Марганцевая принадлежность определяется в данном случае условиями эксперимента, а именно отсутствием в системе железа. Низкая активность железа не характерна для редкометалльных гранитов и образование манганотанталитов возможно прежде всего на поздней стадии формирования пегматитов (Горжевская, 1989).

Известно более 400 минералов Nb и Ta, но наиболее распространенными являются минералы группы пироксидов и колумбита. Пироксиды и колумбиты проявляются в различных генетических типах месторождений. На карбонатитовых и высоко щелочных месторождениях главным минералом Ta и Nb является пироксид, а на месторождениях, связанных с известково-щелочными и щелочными гранитами, главная роль принадлежит колумбиту и пироксиду при переменных количественных соотношениях между ними. Сопоставление литературных данных по средним содержаниям колумбита и пироксидов со средним химическим составом рудовмещающих пород крупных редкометалльных месторождений указывает на увеличение доли пироксидов с увеличением щелочности (Васильев, Бородулин, 2007). Щелочность пород оценивалась по величине мольного отношения $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (сокращенно ANK).

Минералы группы пироклора ($A_2B_2O_6(OH,F)$, где $A = Ca, Na, Sr, Ba, Pb, K, Y, Ln, U, Th$; $B = Nb, Ta, Ti, Fe^{3+}$) характеризуются широкой вариативностью состава (рис. 2), которая прямо отражает особенности обстановки минералообразования. Для колумбитов наиболее типичным является увеличение содержания марганца и тантала от ранних разновидностей к поздним (Горжевская, 1989).

В целом, структура пироклора более благоприятна для вхождения тантала, чем структура колумбита. Это подтверждается как составами продуктов наших экспериментов, так и природными данными. В десилицированных гранитных пегматитах Липовки (Средний Урал) по мере проникновения «агрессивных» компонентов вмещающих пород (Mg, Fe, Ca) имело место реакционное замещение исходного мангантанталита микролитом и (Mg, Fe)-танталониобатами. При этом происходило частичное фракционирование Nb и Ta между новообразованными минералами в соответствии со сродством их структурных типов к одному из этих двух катионов. Так исходный манганотанталит характеризуется промежуточной величиной Ta/Nb , микролит относительно него обогащен танталом, а ферротанталиты и магнезиотанталиты - ниобием (Пеков и др., 2003).

На основании полученных экспериментальных данных, можно отметить следующие особенности поведения Nb и Ta в стеклах и новообразованных минералах (рис. 3): 1. Новообразованный пироклор всегда более танталовый, чем исходный замещаемый им колумбит; 2. В опытах, проведенных при 2 кбар., установлена определенная зависимость содержания тантала в пироклоре от температуры: с падением температуры Ta/Nb отношение увеличивается. 3. В экспериментах, выполненных при давлении 0.6 кбар, Ta/Nb отношение в новообразованном пироклоре меньше, чем в закалочном стекле, что резко контрастирует с подобной динамикой изменения Nb/Ta отношения в продуктах опытов, выполненных при 2 кбар.

Работа выполнена при поддержке: РФФИ 08-05-00865-а, 08-05-835, НШ-3763.2008.5, программа ОНЗ РАН тема №2.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородулин Г.П., Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П. Экспериментальное исследование распределения тантала, ниобия, марганца и фтора между водным фторсодержащим флюидом и гранитным и щелочным расплавами // ДАН. 2009. Т. 427. №2. (в печати)
- Васильев Н.В., Бородулин Г.П. Влияние среды минералообразования на состав пироклора по экспериментальным данным // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XVIII молодежной научной конференции. Санкт-Петербург. СПб. 2007. С. 122-124.
- Васильев Н.В., Бородулин Г.П. Условия образования полилитонита по экспериментальным данным // Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ЕСЭМПГ-2008). Тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. Москва. С. 16.
- Горжевская С.А., Скоробогатова Н.В. Группа пироклора-микролита // Типоморфизм минералов. М.: Недра. 1989. с. 363-377.
- Месторождения металлических полезных ископаемых / Авдонин В.В., В.Е. Бойцов, В.М. Григорьев и др. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1998. 269 с.
- Пеков И. В., Якубович О. В., Щербачев Д. К., Кононкова Н. Н. Магнезиотанталит $(Mg,Fe)(Ta,Nb)_2O_6$ - новый минерал группы колумбита-танталита из десилицированных гранитных пегматитов Липовки (Средний Урал) и его генезис // Зап. ВМО. 2003. Ч.132. Вып. 2. С. 49-59.
- Поваренных М.Ю. О полигенной природе рудных танталсодержащих минералов в амазонито-альбитовых редкометаллических гранитах // Зап. ВМО. 1994. № 5. С. 33-46.
- Чевычелов В.Ю., Бородулин Г.П., Зарайский Г.П. Растворимость колумбита $(Mn,Fe)(Nb,Ta)_2O_6$ в гранитоидных и щелочных расплавах при 650-850°С и 30-400 МПа: экспериментальные исследования // Геохимия. 2010. №4. (в печати).

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НЕОДНОРОДНОГО КСЕНОЛИТА ГРОСПИДИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЗАГАДОЧНАЯ, ЯКУТИЯ

Гаськов Д.И.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, dgaskov@gmail.com

Эклогитовые ксенолиты в кимберлитовых в щелочных базальтовых представляют большой интерес, поскольку они несут информацию об эволюции мантии и ее взаимодействии с корой. Существуют несколько кимберлитовых трубок (Робертс Виктор, Африка; Загадочная, Якутия) где доминирующими породами среди ксенолитов являются кианитовые эклогиты и гроспидиты (гранат + пироксен + дистен, Бобриевич и др. 1960). Целью работы стало выявить особенности состава породообразующих минералов (гранат и клинопироксен) в неоднородном гроспидите, найденном в кимберлитовой трубке Загадочная. Объектом исследования стали 11 ксенолитов кианитовых эклогитов и гроспидитов, размером от 3 до 12 см. Детальное внимание было обращено на ксенолит гроспидита Z-305, размером 12 см, в котором гранат различается по цвету в разных частях образца. В левой части ксенолита встречаются гранаты более темно-красного цвета чем в правой.

Для изучения особенностей состава и взаимоотношения минералов использовались различные методы исследования. Взаимоотношение минералов было исследовано с помощью микроскопии шлифов (оптический + электронный, Jeol). Состав главных породообразующих минералов (гранат, клинопироксен, кианит) был получен с помощью электронного микроанализатора Camebax, содержание редких земель в минералах было определено с помощью ICP MS. Кварц из включений идентифицировался с помощью КР спектроскопии.

Трубка «Загадочная» расположена в 30 км от трубки «Удачная», она представлена двумя небольшими выходами (две трубки) на расстоянии около 150 м один от другого среди вмещающих известняков нижнего ордовика (Sobolev, 1968).

Исследованные кианитовые эклогиты и гроспидиты из трубки Загадочная соответствуют изверженным породам габбро-базальтового ряда, содержание кремнезема варьирует от 45 % масс. % до 49,3 мас. %. Для них также характерны повышенные содержания Al_2O_3 (до 27 мас. %). Содержания редкоземельных элементов в гранате и клинопироксене низкие. Гранат и клинопироксен показывают Eu максимум.

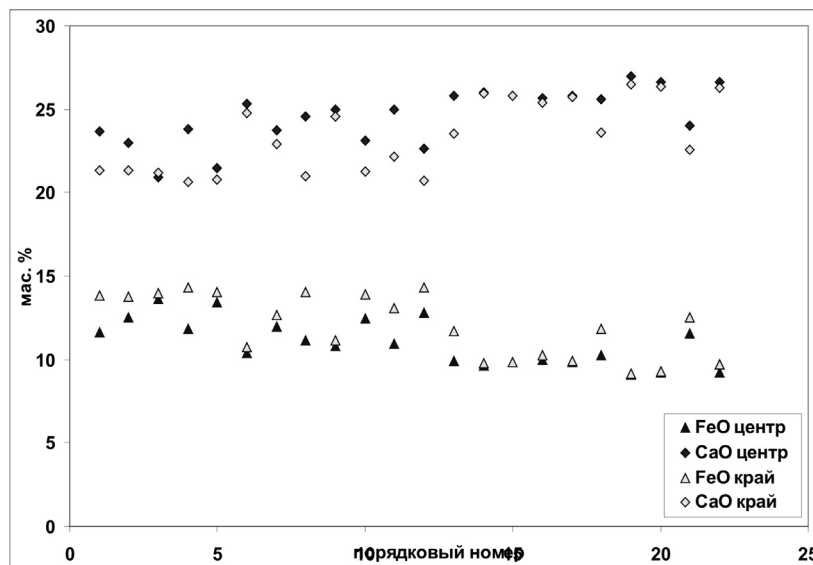


Рис 1. Вариации состава в зернах граната образца Z-305.

Согласно экспериментальным данным увеличение гроссулярового компонента в гранате происходит с увеличением давления при фиксированной температуре и увеличение температуры при фиксированном давлении (Hermann, 2002). Это указывает на то, что возможно во время кристаллизации граната происходила смена РТ параметров.

Все изученные ксенолиты сложены гранатом, представляющий собой идиоморфные зерна, размером до нескольких мм (30-40 об.%), клинопироксеном, в виде ксеноморфных зерен измененных по периферии размером до 3-4 мм (25-45 об. %), и практически не измененным кианитом, размером около 1-2 мм (15-30 об.%). Из аксессуарных минералов идентифицированы рутил, цоизит, иногда кремнезем. Далее мы будем характеризовать только гранат и клинопироксен из образца Z-305 в котором и было обнаружено изменение цвета. Изменение окраски происходит неравномерно и несимметрично. По составу гранат представлен твердыми растворами- альмандин (alm), гроссуляр(gros), пироп(py): X_{alm} (0,2-0,3), X_{gros} (0,5-0,7), X_{py} (0,1-0,15). По разрезу ксенолита слева направо в составе гранатов происходит **увеличение** содержаний CaO от 21,8 до 25,7 масс. % и TiO_2 от 0,26 до 0,38 мас. %, и сопряженное с ними **уменьшение** FeO от 13,3 до 9,9 мас. %, MgO от 3,5 до 2,7 мас. %. (рис. 2) Кроме того, установлены вариации состава элементов и в отдельных зернах граната. От центра к краю фиксируется увеличение содержания CaO и уменьшение FeO и MgO(рис.1). Другие элементы (Ti, Mn) в гранате варьируют незначительно, в пределах 0,1-0,15 мас. %. Согласно классификационной диаграмме составов (Coleman et al. 1965) исследованные гранаты изучаемого гроспидита Z-305 попадают в группу С, что указывает вероятно на образование их в следствие субдукции из пород богатым плагиоклазом. Клинопироксен характеризуется повышенным содержанием жадеитового минала (до 45%) и наличием в своем составе молекул Чермака и Эскола (до 5% каждого). По классификационной диаграмме (Taylor and Neal, 1989) они попадают также в группу С. Нами был идентифицирован кварц, представляющий собой мелкозернистый агрегат зерен, интерпретируемый нами как параморфозы кварца по коэситу, располагающийся в матриксе.

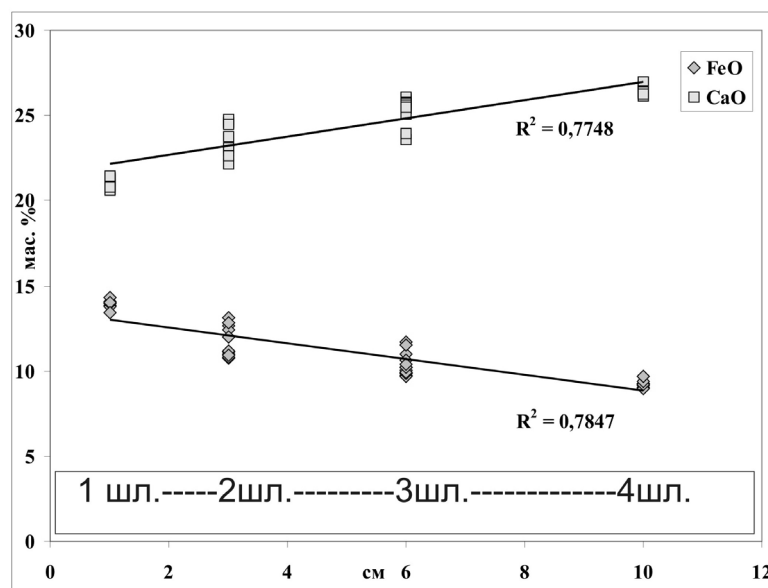


Рис 2. Вариации состава гранатов по разрезу ксенолита Z-305 (шл.- шлиф)

Высокое содержание Al_2O_3 и CaO в ксенолите и положительная Eu аномалия в гранате и клинопироксене свидетельствует о том, что протолитом породы был либо лейкотроктолит либо анортозит, возможно формировавшиеся из древней океанической коры. Наличие параморфоз кварца по коэситу указывает на то, что давление при образовании гроспидита в системе достигало 30 кбар. Оценка пиковой температуры по термометру Ellis and Green (1989) — $1400^{\circ}C$. Сохранение зональности в зернах граната требует относительно высокой скорости охлаждения ксенолита, поскольку скорость диффузии основных элементов в гранате при высокой температуре велика.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобриевич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. К минералогии ксенолитов грессуляр-пироксен-кианитовой породы (грспидита) из кимберлитов Якутии. Геология и геофизика 1960. №3. С. 19-24.
 Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B., Brannock, W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. Amer. Bull. 76. 1965. 483– 508.
 Ellis D.J. and Green D.H. An experimental study of the Effect of Ca upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibrium. Contribution Mineral. Petrology. 1979.
 Hermann J., Green D.H. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. Earth and Planetary Science Letters. 2001. v. 188, p. 149–186.
 Sobolev N.V., Kuznetsova I.K., Zyuzin N.I., The Petrology of Grospydite Xenoliths from the Zagadochnaya Kimberlite Pipe in Yakutia J. Petrology. 1968. 9: 253-280.

МЕГАКРИСТЫ Mg-ИЛЬМЕНИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ КЕПИНСКОГО ПОЛЯ АРХЕНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С КИМБЕРЛИТОВЫМ РАСПЛАВОМ

Голубкова А.Б.

МГУ, Москва, nastya.golubkova@gmail.com

Mg-ильменит является одним из характерных минералов кимберлитов, и его изучение имеет большое практическое и научное значение. Состав Mg-ильменита используют при прогнозной оценке алмазности кимберлитовых тел, а также для оценки $T-fO_2$ либо в области источника кимберлитового расплава, либо в области взаимодействия этого расплава с породами мантии, в зависимости от того, какой предполагается генезис мегакристов.

Основным объектом исследования в работе стал Mg-ильменит из карбонатсодержащих кимберлитов силла 748д, расположенного в 370 м юго-восточнее от трубки Котуга в пределах Кепинского поля Архангельской алмазносной провинции (ААП).

Силл сложен автолитовыми кимберлитами. По геохимическим особенностям данные кимберлиты являются типичными для Кепинского поля (высокие содержания TiO_2 , обогащение HFSE и LREE), кроме того, имеют ряд общих черт с кимберлитами силлов р. Мела (рис. 1) и могут быть сопоставлены с кимберлитами I группы Южной Африки по отношениям $La/Nb=0,63$ (<1) и $Nb/Zr=11,60$ (>1) (Smith et al., 1985; Taylor et al., 1994).

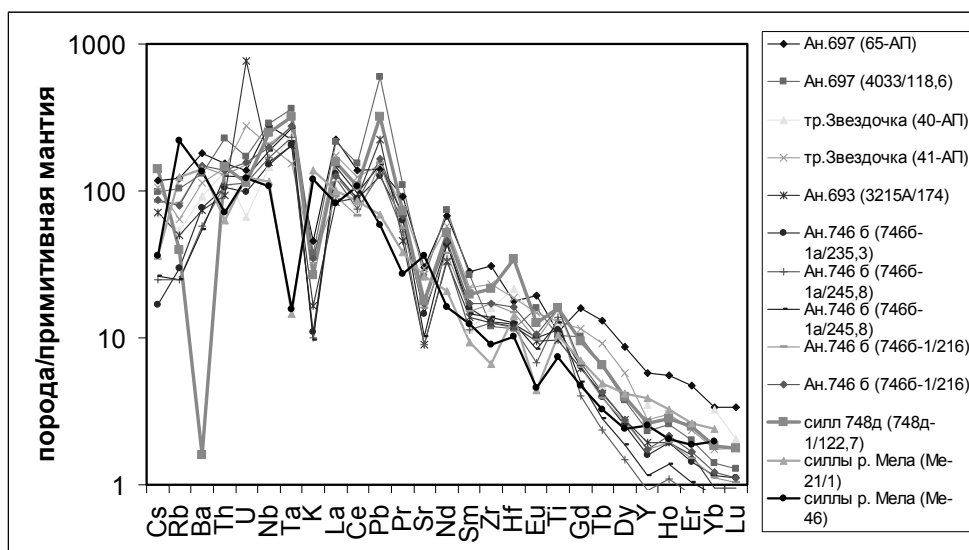


Рис.1. Распределение элементов-примесей в карбонатном кимберлите силла 748д в сравнении с другими объектами Кепинского поля и силлами р. Мела. Концентрации нормированы на состав примитивной мантии по Sun, McDonough, 1995

Главным карбонатом в породах является доломит, который нередко содержит в себе включения F-апатита. Исследования изотопного состава Sr в минерале (отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатной вытяжке составило 0,70508), морфология выделений (пластинчатые зональные зерна) и наличие включений позволили предположить образование карбонатов за счет карбонатсодержащего флюида, выделившегося при дегазации кимберлитов.

Из всех ильменитсодержащих кимберлитов ААП Mg-ильменит силла 748д по высоким содержаниям Mg и Sr сопоставим только с алмазоносной трубкой им. В. Гриба, поэтому было важно установить причины появления таких составов среди мегакристов ильменита в силле, что может иметь в дальнейшем значение при проведении прогнозно-поисковых работ в регионе. Для мегакристов Mg-ильменита был проведен комплекс исследований, который включил в себя определение состава с помощью электронных зондов, микроэлементного состава методом ICP-MS и изотопного состава Sr методом TIMS. По морфологии, особенностям состава, характеру зональности и вторичных изменений для мегакристов Mg-ильменита силла 748д было выделено 3 группы (рис.2), которые отвечают разной степени взаимодействия кимберлитового расплава с зернами ильменита.

		MgO	Cr ₂ O ₃	ZnO	MnO
		изменение содержаний от центра к краевым частям зерен			
I	I, а	11,01-13,02 мас. % →	1,74-0,98 мас. % ←		
	I, б	13,92-18,21 мас. % →	1,30-4,33 мас. % →	В составе краевых частей ильменита появляется ZnTiO ₃	
II В краевых частях зерен развиваются шпинелиды		13,76-17,94 мас. % →	1,37-4,53 мас. % →		0,26-0,41 мас. %
III В краевых частях зерен шпинелиды не наблюдаются		15,14-17,53 мас. % →	1,81-6,31 мас. % →		0,49-0,55 мас. %

Рис.2. Схема выделенных типов зональности для ильменитов I, II и III групп

Для мегакристов ильменита из кимберлитов С.Е. Хаггерти с соавторами (Haggerty et al., 1979) выделил два основных тренда изменения состава: в сторону увеличения содержания MgTiO_3 («магматический» тренд) и в сторону увеличения содержания FeTiO_3 («реакционный» тренд). Для мегакристов Mg-ильменита силла 748д устанавливаются два выделенных тренда (рис.3), при этом переход к FeTiO_3 наблюдается в мелкозернистых каймах ильменитов групп I (а, б) и III.

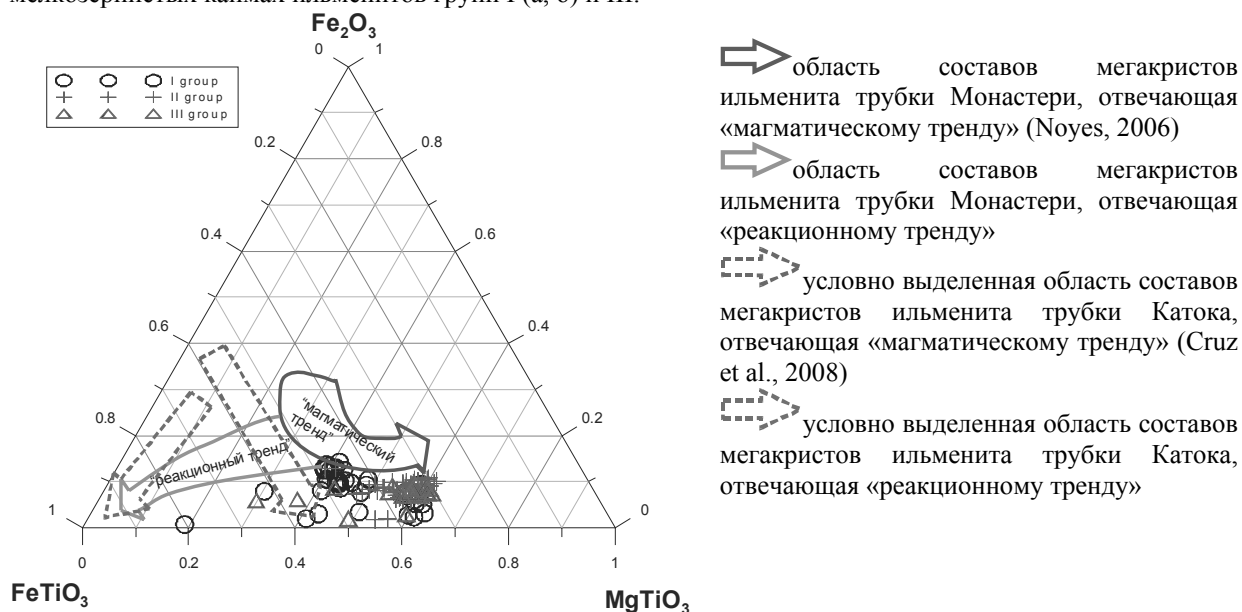


Рис.3. Тройная диаграмма состава мегакристов Mg-ильменита в координатах MgTiO_3 - Fe_2O_3 - FeTiO_3 . Стрелками показаны следующие области состава и тренда его изменения

Связь изменения состава ильменита с окислительными условиями можно проследить на бинарной диаграмме в координатах Cr^{3+} - $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ (рис.4). Изменение состава от центра к краю зерен ильменита групп I (а,б) протекает с увеличением доли Fe^{2+} относительно $(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$. Для ильменита групп II и III отмечается перегиб трендов изменения состава, при этом все составы ильменита группы II, для которых были зафиксированы шпинелиды в реакционных каймах, лежат после перегиба кривой. Таким образом, возникновение шпинелидов, вероятно, происходило при переходе к более окислительным условиям. Последнее может быть связано с дегазацией расплава.



Рис.4. Диаграмма состава мегакристов Mg-ильменита в координатах Cr^{3+} - $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$

По составам сосуществующих ильменитов и шпинелидов были рассчитаны T - fO_2 условия изменения ильменитов с образованием шпинелидов (Sauerzapf et al., 2008). Поздние стадии реакционного преобразования ильменитов с образованием шпинелидов протекали при следующих физико-химических параметрах: T от 1084 до 1162°C, фугитивность кислорода в пределах от 0,69 до 1,24 $\Delta \lg QFM$.

Исследование микроэлементного состава мегакристов ильменита показало, что распределение лантаноидов в них характеризуется преобладанием LREE над HREE, причем LREE сильно фракционированы; мегакристы сильно обогащены Nb (до 1283 г/т) и Ta (до 261 г/т). Аналогичные геохимические особенности характерны и для микроэлементного состава мегакристов ильменита из трубки им. В. Гриба (Kostrovitsky et al., 2004). Центральные части мегакристов относительно краевых обогащены LREE, в них происходит увеличение содержания Th, U, Pb и уменьшение Nb и W.

По полученным составам мегакристов Mg-ильменита и с использованием соответствующих коэффициентов распределения (Fujimaki et al., 1984) между ильменитами и кимберлитовым расплавом был рассчитан модельный состав расплава, находящийся в равновесии с ильменитами.

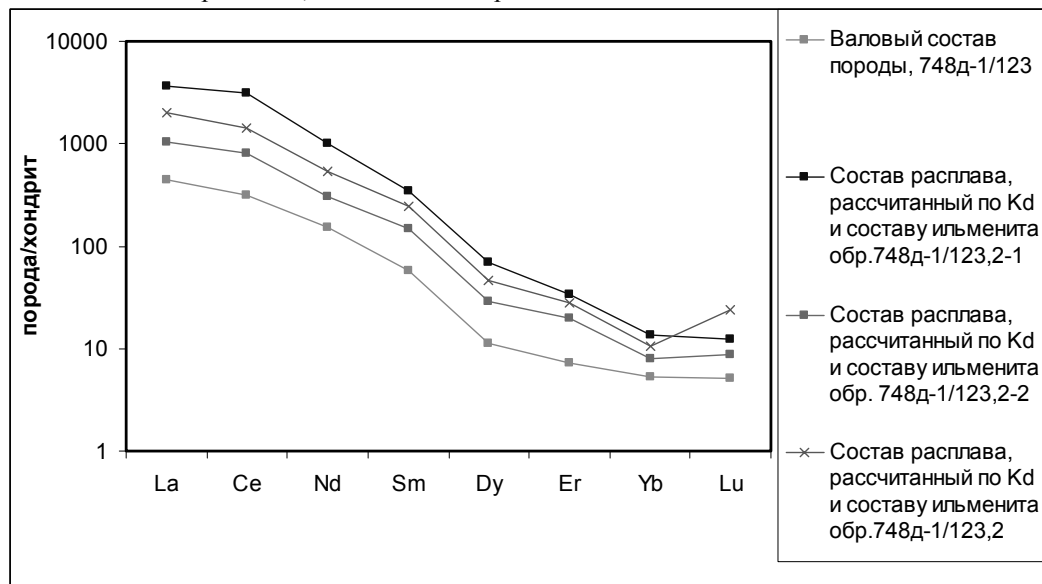


Рис.5. Сравнение распределения La, Ce, Nd, Sm, Dy, Er, Yb, Lu в рассчитанных модельных расплавах с измеренным валовым составом пород. Данные нормированы на состав хондрита C1 по Sun, McDonough, 1995

На рис.5 представлено сравнение полученных данных по модельному составу расплава с валовым составом породы. Полученные спектры являются субпараллельными. Характер распределения редкоземельных элементов в модельных расплавах и валовом составе породы позволяет сделать предположение о генетической связи между мегакристами ильменита и кимберлитовым расплавом.

По изотопному составу Sr мегакристы ильменита силла 748д оказываются близкими к ильмениту трубки Котуга ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ составляет 0,70638 и 0,70633 соответственно). Изотопный состав Sr в ильменитах, таким образом, является весьма радиогенным.

Таким образом, реакционное изменение ильменита с образованием шпинелидов происходило при переходе к более окислительным условиям, что соответствует переходу от буфера QFM к NNO с изменением fO_2 примерно на 1 логарифмическую единицу. Кроме того, результатом изменения ильменита являются шпинелиды, а не перовскит, обычно отмечаемый в кимберлитах, что может быть следствием высокой активности CO_3^{2-} .

По сравнению с ильменитами из ксенолитов гранатовых пироксенитов в щелочных базальтах (Zack, Brumm, 1998) в Mg-ильменитах силла 748д наблюдается сильное обогащение LREE. Вероятно, это связано с разным составом метасоматизирующего расплава, более обогащенного LREE в случае кимберлитов по сравнению со щелочными базальтами.

Полученные данные по микроэлементному и изотопному составу Sr в ильмените позволяют предположить генетическую связь между кимберлитовым расплавом и мегакристами ильменита, которые, вероятно, могут возникать в результате метасоматизирующего воздействия расплава на породы мантии. Возникновение реакционных кайм с высоким содержанием Sr и Mg, в составе которых отмечаются шпинелиды, является следствием взаимодействия кимберлитового расплава с мегакристами ильменита.

ЛИТЕРАТУРА

- Cruz S.R., Watangua M., Melgarejo J.C., Gali S., 2008. New insights into the concept of ilmenite as an indicator for diamond exploration, based on kimberlite petrographic analysis. *Revista de la sociedad española de mineralogia* 9. 205-206.
- Fujimaki H., Tatsumoto M., Aoki K.-i., 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research* 89. 662-672.
- Haggerty S.E., Hardie R.B. III, McMahon B.M., 1979. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the associations from the Monastery diatreme; in F.R. Boyd, and H.O.A. Meyer, Eds., *The Mantle Sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics*. p. 249-256. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Kostrovitsky S. I., Malkovets V. G., Verichev E. M., Garanin V. K., Suvorova, L.V., 2004. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia). *Lithos* 77, 511-523.
- McDounough W.F., Sun S.-s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120. 223-253.
- Noyes A.K., 2000. A feasibility study of U-Pb ilmenite geochronology, Monastery kimberlite, South Africa. A thesis...for the degree of Master of Science. Edmonton, Alberta: University of Alberta, Department of Earth and Atmospheric Sciences. 88.
- Sauerzapf U., Lattard D., Burchard M., Engelmann R., 2008. The titanomagnetite – ilmenite equilibrium: new experimental data and thermo-oxybarometric applications to the crystallization of basic to intermediate rocks. *Journal of Petrology* 49(6). 1161-1185.
- Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W., Clement C.R., Ebrachim N., 1985. Geochemical character of southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints. *Transactions Geological Society South Africa* 88. 267-280.
- Taylor W.R., Tomkins L.A., Haggerty S.E., 1994. Comparative geochemistry of West African kimberlites: evidence for a micaceous kimberlite endmember of sublithospheric origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58. 4017-4037.
- Zack T., Brumm R., 1998. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenite. *Extended Abstracts of the 7th International Kimberlite Conference*. Cape Town: University of Cape Town, 986-988.

РАССЛОЕННОСТЬ КАК РЕЗУЛЬТАТ ФЛЮИДИЗАЦИИ РАСПЛАВА НА ПРИМЕРЕ СТРОЕНИЯ ВЕРХНИХ ЧАСТЕЙ РАЗРЕЗА ФЕДОРОВОЙ ТУНДРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Н.Ю. Грошев

ГИ КНЦ РАН, *Anatuty, grooshan@gmail.com*

В литературных описаниях, характеризующих строение ряда палеопротерозойских расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации Кольского полуострова, часто можно встретить зоны грубого переслаивания габбро и габброноритов. Такие переслаивания отмечаются, например, в габброноритовой и габбровой зонах Восточно-Панского интрузива (Mitrofanov, 2005) в габброноритовой зоне массива Федоровой тундры (Радченко, 1978) и др. Кроме того, в верхних частях упомянутых массивов выделяются мощные габбровые зоны. Относимые в таких случаях к роду габбро породы, как правило, подвержены интенсивным позднемагматическим преобразованиям, наличие которых наряду с реликтивными доавтометаморфическими ассоциациями Pl-Cpx(\pm Orx), различиями в меланократовости и со структурно-текстурными отличиями позволяет разделять габбронориты и габбро. В предлагаемой читателю работе на примере изученного участка массива Федоровой тундры обосновывается положение о том, что неоднородность пород такого типа может быть связана лишь с флюидизацией расплава на завершающих этапах кристаллизации, а не с изменением набора или последовательности кристаллизующихся из него фаз.

Ультрамафит-мафитовый интрузив Федоровой тундры расположен в центральной части Кольского полуострова и рассматривается как западная часть раннепалеопротерозойского платиноносного Федорово-Панского комплекса (Митрофанов, 2004). В разрезе интрузива выделяются следующие зоны (Дубровский, 2008): 1) краевая зона; 2) зона такситовых габброноритов; 3) норитовая зона; 4) габброноритовая зона (ГНЗ); 5) габбровая зона (ГЗ). В рамках данного исследования проведено изучение разреза обнаженных участков габброноритовой и габбровой зон в районе юго-восточного отрога г.Б.Ихтегипахк (рис.1).

На рис. 1 показано, что изученный участок в целом характеризуется грубым чередованием различных лейкократовых габброноритов и амфиболового лейкократового габбро. Контакты между этими породами постепенные, переход из одной породы в другую происходит на протяжении 5-10 м. Лейкогаббронориты обладают средне-крупнозернистым сложением, гипидиоморфнозернистой и друзитовой структурами, массивной текстурой и представляют собой плагиоклазовые или оливин-плагиоклазовые кумулаты с интеркумулусными клинопироксеном, ортопироксеном и/или с инвертированным пижонитом. Следует отметить, что существует определенная зависимость между наличием оливина в породе и степенью амфибололизации – при исчезновении оливина последняя может подниматься до уровня 70-80 %, причем наиболее подверженным замещению оказывается ортопироксен. Амфиболовое лейкогаббро также характеризуется средне-крупнозернистым сложением и гипидиоморфнозернистой структурой, но в текстурном отношении более вариативно за счет встречающихся иногда элементов пятнистой текстуры.

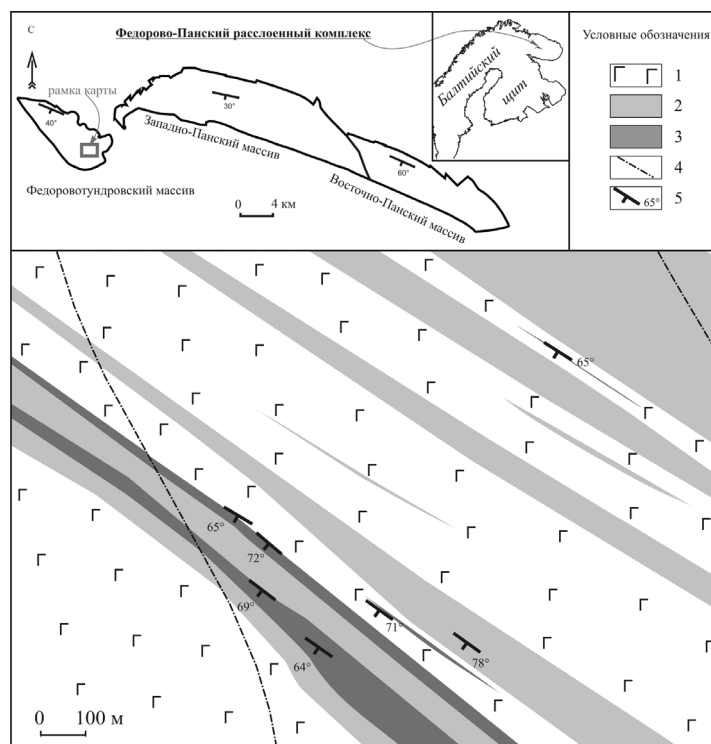


Рис.1. Схематическая геологическая карта юго-восточного отрога г.Б.Ихтегипахк.

1 – амфиболовое лейкогаббро, 2 – лейкогаббронориты (оливиновые, оливинсодержащие, с инвертированным пижонитом, амфиболизированные и др.) с прослоями амфиболового лейкогаббро, 3 - линзовидно-ритмичное переслаивание меланократовых троктолитов, лейкотроктолитов и оливиновых лейкогабброноритов, 4 – разломы, 5 – залегание трахитоидности троктолитов

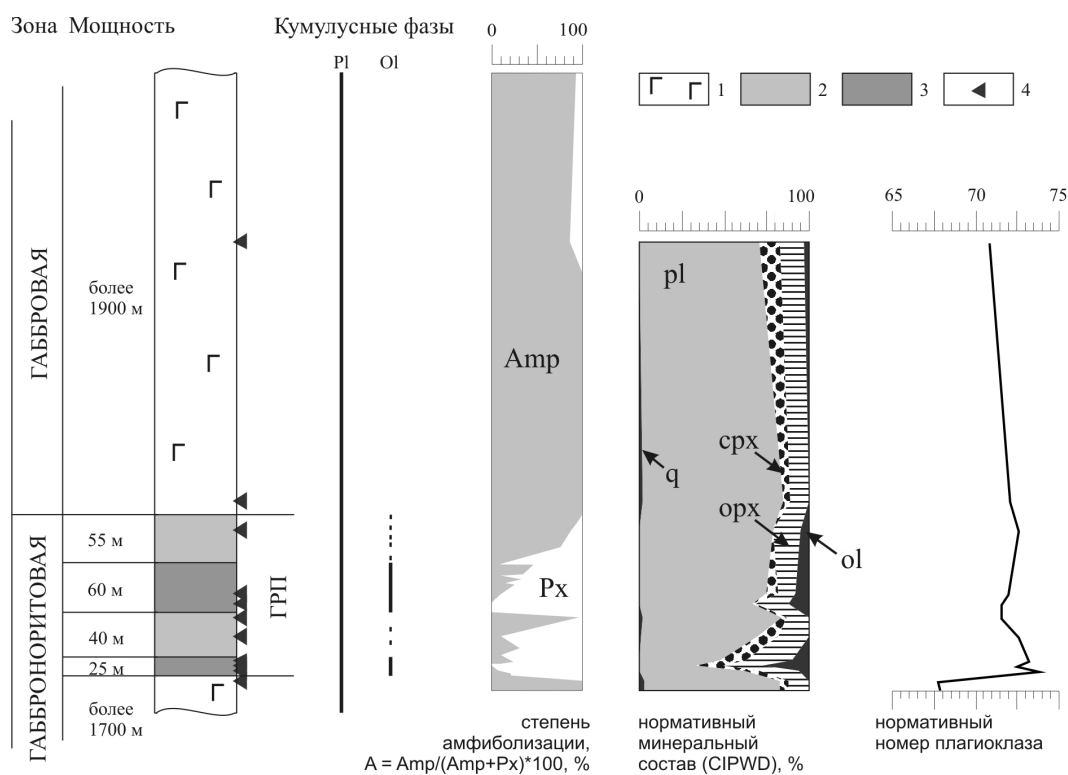


Рис. 2. Разрез через горизонт линзовидно-ритмичного переслаивания (ГРП).

Условные обозначения 1-3 см. рис.1, 4 – точки отбора проб; мощности указаны с учетом крутого (70°) залегания пород.

Табл. 1. Химический и нормативный состав габброидов и некоторые петрохимические коэффициенты.

Компоненты	1 9-4.1	2 7- 15.1	3 7- 23.1	4 7-22.1	5 7- 14.1	6 7- 19.1	7 43- 3G	8 7- 12.1	9 7- 15.3	10 7- 16.1	11 7- 20.1
SiO ₂	49.27	49.20	50.17	47.41	49.10	50.20	48.10	47.28	47.90	45.41	47.45
TiO ₂	0.21	0.31	0.20	0.20	0.21	0.25	0.22	0.21	0.25	0.19	0.22
Al ₂ O ₃	21.74	23.17	25.56	23.96	20.72	25.42	22.98	13.96	18.83	10.03	20.19
Fe ₂ O ₃	0.00	3.74	0.70	1.48	2.93	0.42	1.06	2.71	1.92	2.67	1.43
FeO	6.69	5.85	3.58	5.12	5.61	4.03	5.40	7.50	6.96	10.66	7.38
MnO	0.09	0.10	0.07	0.09	0.10	0.08	0.09	0.16	0.14	0.20	0.12
MgO	4.61	2.29	2.67	5.35	6.01	2.83	5.89	13.32	9.12	18.33	9.13
CaO	12.79	11.29	12.75	10.92	12.27	12.25	12.21	10.13	10.88	8.32	9.63
Na ₂ O	2.25	2.68	2.52	2.29	2.00	2.56	2.27	1.31	1.72	0.97	2.03
K ₂ O	0.12	0.21	0.15	0.14	0.10	0.15	0.12	0.09	0.12	0.06	0.13
H ₂ O- п.п.п.	0.03 1.62	0.03 0.44	0.01 1.14	0.13 1.96	0.06 0.50	0.02 1.21	0.00 1.11	0.16 2.54	0.11 1.63	0.24 2.41	0.14 1.65
F	0.009	0.01	0.009	0.008	0.008	0.007	0.006	0.011	0.01	0.008	0.008
Cl	0.013	0.014	0.018	0.016	0.012	0.012	0.015	0.009	0.011	0.023	0.018
S	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
NiO	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	<0.01	0.03	0.02	0.04	0.03
CuO	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
CO ₂	<0.1	0.1	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1
Cr ₂ O ₃	0.010	0.073	0.004	0.004	0.047	0.04	0.025	0.012	0.022	0.031	0.004
V ₂ O ₅	0.011	0.014	0.006	0.011	0.019	0.012	0.011	0.017	0.018	0.015	0.011
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
Сумма	99.52	99.60	99.62	99.77	99.78	99.55	99.56	99.79	99.68	99.64	99.61
ap	0.05	0.07	0.07	0.05	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.07
hl	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
pr	0.07	0.04	0.04	0.07	0.06	0.04	0.06	-	-	-	0.02
cm	0.01	0.11	0.01	0.01	0.07	0.06	0.04	0.02	0.03	0.05	0.01
fr	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03
cc	0.02	0.17	0.01	0.01	0.11	0.09	0.06	0.03	0.05	0.07	0.01
ilm	0.40	0.59	0.38	0.38	0.40	0.47	0.42	0.40	0.47	0.36	0.42
mt	-	5.42	1.02	2.15	4.25	0.61	1.54	3.93	2.78	3.87	2.07
q	-	3.31	2.28	-	1.46	2.09	-	-	-	-	-
or	0.71	1.24	0.89	0.83	0.59	0.89	0.71	0.53	0.71	0.35	0.77
ab	18.97	22.60	21.25	19.31	16.86	21.61	19.16	11.00	14.48	8.15	17.11
an	48.90	50.61	58.03	53.91	47.30	57.46	52.18	31.99	43.35	22.87	45.63
di	6.18	1.84	2.29	-	7.32	1.26	4.28	11.05	5.84	10.77	1.00
hd	5.63	2.04	1.73	-	3.26	1.05	2.23	3.34	2.48	3.59	0.47
en	7.21	4.85	5.58	10.00	11.57	6.46	6.83	19.06	14.97	16.31	12.60
fs	7.54	6.14	4.84	5.97	5.90	6.16	4.08	6.61	7.28	6.23	6.79
fo	0.98	-	-	2.32	-	-	4.10	6.29	3.52	17.06	6.77
fa	1.13	-	-	1.53	-	-	2.69	2.40	1.89	7.18	4.02
als	-	-	-	0.47	-	-	-	-	-	-	-
K(opx)	55.52	72.78	72.14	100.00	62.28	84.55	62.64	64.08	72.78	61.08	92.96
N(pl)	70.85	67.86	72.02	72.46	72.56	71.49	71.97	73.27	73.84	72.58	71.54

Примечание: 1-3 - амфиболовое лейкогаббро, 4 - амфиболитизированный лейкогаббронорит с инвертированным пизонитом, 5-6 - оливинсодержащие лейкогаббронориты, 7 - оливиновый лейкогаббронорит, 8-9 - лейкотроктолиты, 10-11 - меланократовые троктолиты. K(opx) = 100×opx/(opx+crx), N(pl) = 100×an/(an+ab). Анализы выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН.

Лейкогаббро представляют собой плагиоклазовые кумулаты с вторичным амфиболом тремолит-актинолитового ряда, замещающим интеркумулятивный пироксен. Тип пироксена вследствие интенсивной его амфиболизации точно не устанавливается, но в отдельных шлифах можно наблюдать амфиболы с реликтовыми структурами распада твердого раствора характерными для инвертированного пижонита. В юго-западной части участка дифференциация пород проявлена наиболее глубоко и выражена в виде горизонта линзовидно-ритмичного переслаивания (ГРП) пород различной меланократовости (рис. 1 и 2). ГРП на данном участке состоит из двух ритмов (рис. 2), нижние части которых образованы оливиновыми лейкогабброноритами и лейкотроктолитами с ритмично повторяющимися в разрезе линзами мезо-меланократовых трахитоидных троктолитов, а верхние части сложены оливиновыми и оливинсодержащими лейкогабброноритами. Петрографические наблюдения выявляют нарастание степени амфиболизации пород от подошвы ритмов к их кровле (рис. 2), приводящее к появлению «габбровой» минеральной ассоциации Pl+Amr в верхних частях ритмов. Причем справедливой остается отмеченная выше связь между содержанием оливина в породе и степенью амфиболизации. Выше ГРП по разрезу залегает монотонное амфиболовое лейкогаббро, в котором степень амфиболизации не снижается ниже 80 %.

Полученные данные по химическому составу пород (табл. 1) не выявляют в нормативном минеральном составе ассоциации, в которой преобладал бы клинопироксен - коэффициент K(орх) принимает значения от 55 и выше. Нормативный номер плагиоклаза изменяется в пределах 68-74 (таблица 1), достигая наименьших значений в наиболее амфиболизированных породах (рис. 2).

Таким образом, становится очевидным, что процесс вторичных минеральных преобразований в пределах изученного участка является неотъемлемой частью эволюции расплава. Для начальных стадий кристаллизации расплава характерно наличие оливин-плагиоклазовых кумулатов, сменяющихся выше по разрезу плагиоклазовыми кумулатами. Последние на завершающих стадиях кристаллизации, после образования плагиоклаза и, по-видимому, двух интеркумулятивных пироксенов, подвергаются воздействию водного флюида, накопившегося на предыдущих стадиях. В результате магматической эволюции, происходившей по этому сценарию, образовались выделяемые как слои чередующиеся уровни измененных и неизмененных плагиоклазовых кумулатов лейкогабброноритового состава. В связи с этим возникают определенные сомнения в корректности использования термина лейкогаббро для описания амфиболосодержащих пород и, более того, для именованной зоны, слагающей большую часть массива Федоровой тундры.

Работа выполнена при поддержке грантов: РФФИ № 07-05-00956 и “офи-а” № 05-05-08208, НШ-1413.2006.5, Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям №02.445.11.7403.

ЛИТЕРАТУРА

- Дубровский М.И., Рундквист Т.В. Раннепротерозойский платиноносный массив Федоровых тундр (Кольский полуостров): геология и петрология // Записки РМО. 2008. №4. С. 20 - 33 .
- Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометальное оруденение. // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Москва. 2004. С. 175-186.
- Радченко М.К. Особенности строения массива ультраосновных-основных пород Федоровой тундры // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР. 1978. С. 84-96.
- Mitrofanov F.P., Korchagin A.U., Dudkin K.O., Rundkvist T.V. Fedorov-Pana layered mafic intrusion (Kola Peninsula, Russia): approaches, methods, and criteria for prospecting PGEs // Exploration for Platinum-group Elements Deposits. Edited by Mungall J.E. Short Course delivered on behalf of the Mineralogical Association of Canada in Oulu, Finland. 2005. P. 343 – 358.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА, ПАЛЛАДИЯ, ПЛАТИНЫ В ПОРОДАХ ПАНОЗЕРСКОГО САНУКИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Гусева Н.С.

ИГГД РАН, ЗАО «НАТИ», Санкт – Петербург, nadezhda_guseva@mail.ru

Панозерский санукитоидный комплекс (западный берег оз. Сегозеро, близ поселка Паданы) является одним из десяти интрузивных образований, которые составляют Восточную Санукитоидную зону, секущую границу Водлозерского и Центрально-Карельского доменов. Панозерский комплекс состоит из многофазной интрузии центрального типа, то есть Панозерской интрузии, а также секущих ее даек известково-щелочных лампрофиров и тел миаскитовых лампроитов (Lobach-Zhuchenko et al., 2005).

Формирование Панозерской интрузии, согласно предложенной модели, происходило из флюидсодержащей монцогаббровой магмы в процессе ее фракционной кристаллизации в периодически извергающейся и вновь пополняющейся промежуточной камере (Гусева, 2006).

В результате картирования выделено пять интрузивных фаз: а) монцогаббро-пироксениты, б) монциты 1, в) монциты 2, г) монциты 3 и д) кварцевые монциты.

Согласно модели, а) - на ранней стадии формирования интрузии в раму, сложенную вулканогенно-осадочными породами Западно-Сегозерского зеленокаменного пояса, произошло внедрение монцогаббровой магмы и осуществилась ее фракционная кристаллизация с образованием пироксенитов и монцогаббро; б) - произошло внедрение монцитов 1, причем монциты 1, как свидетельствуют структуры минглинга (Rollinson, 2002; Лобач-Жученко и др., 2007), внедрялись в неполностью закристаллизовавшиеся монцогаббро. После внедрения монцитов 1 поступления магмы из промежуточной камеры прекратились и произошла полная кристаллизация всех внедрившихся расплавов, за которой в уже закристаллизовавшиеся монцогаббро и монциты 1 последовало внедрение миаскитовых лампроитов и известково-щелочных лампрофиров, и затем произошли хрупкие деформации всех названных пород, включая лампрофиры (лампрофиры 1); в) - вновь возобновилось поступление расплавов, была внедрена новая порция магмы, но теперь состава монциты 2. Внедрение сопровождалось формированием брекчий, в которых фрагменты вмещающих вулканогенно-осадочных пород рамы, монцогаббро, пироксенитов, монцитов 1 и лампрофиров 1 сцементированы монцитами 2. Брекчии представлены как в виде небольших дайкообразных тел с размерами обломков, измеряемых первыми сантиметрами, так и в виде гигантских брекчий, с размерами обломков в несколько метров. После внедрения монцитов 2 была пауза в поступлениях расплавов из промежуточной камеры, за время которой внедрившиеся монциты 2 успели полностью закристаллизоваться и затем были прорваны дайками известково-щелочных лампрофиров (лампрофиры 2); г) - внедрение магмы состава монциты 3 и ее кристаллизация; д) - внедрение магмы состава кварцевых монцитов: формирование комплекса завершилось. Общее время его формирования составило от 70 до 30 млн. лет (Гусева и др., 2009).

Породы Панозерской интрузии отнесены к санукитоидам (неполным интрузивным аналогам высокомагнезиальных андезитов провинции Сануки) на основании следующих геохимических характеристик: $mg\# (Mg/Mg+Fe) \geq 0.5$; Na_2O+K_2O от 4 до 8% (возрастает с увеличением кислотности); $K > Na$; обогащение LIL и LREE (Чекулаев и др., 2003).

В породах интрузии присутствуют как сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин, пентландит), так и магнетит, который является преобладающим рудным минералом монцитов 1, тогда как во всех других фазах преобладают сульфиды. В лампрофирах и лампроитах, помимо сульфидов и магнетита, присутствует феррихромит.

Сульфидная минерализация в породах комплекса имеет следующие морфологические формы проявления: равномерно-рассеянная; тонкопрожилковая; гнездовая вкрапленная.

Акцессорная равномерно-рассеянная минерализация присутствует во всех породах комплекса и наблюдается на большей части обнаженной площади интрузии. Рудные фазы представлены пиритом и халькопиритом, присутствующими во всех разновидностях пород. Помимо них в пироксенитах и монцогаббро встречены пирротин и пентландит. Рудные минералы изменены в незначительной степени, преимущественно изменения проявлены в формировании тонкой магнетитовой каймы вокруг сульфидного зерна и по трещинам в зерне.

Тонкопрожилковая сульфидная минерализация характерна для известково-щелочных лампрофиров 1 и 2. Одновременно с прожилковой формой проявления сульфидной минерализации в этих же породах присутствует равномерно-рассеянная минерализация, что может свидетельствовать о неоднократном формировании сульфидов в процессах кристаллизации и последующего изменения пород.

Гнездовая вкрапленная минерализация проявлена на территории комплекса локально, а именно - в зоне гигантских магматических брекчий. В этой зоне отмечена максимальная степень наложенной флюидной проработки пород, проявленная в широком развитии эпидота, актинолита, появлении карбонатных прожилков. Сульфидные гнезда, достигающие в диаметре нескольких сантиметров, сложены преимущественно сильно измененным пиритом, при этом в неизмененных фрагментах пирита есть включения пирротина, халькопирита и галенита.

При оптических и микронзондовых исследованиях выделены следующие стадии последовательного преобразования рудных фаз: формирование тонкой магнетитовой каймы по периметру сульфидных зерен; фрагментирование зерен пирита, увеличение мощности магнетитовой каймы вплоть до формирования магнетитовых псевдоморфоз по пириту; формирование нерудных фаз по трещинам в фрагментированном зерне (эпидот, сфен); формирование барита в трещинах магнетитовой каймы.

Подобные преобразования рудной минерализации встречены не только в породах интрузии, но и во вмещающих вулканогенно-осадочных сланцах в эндоконтактах интрузии и в ксенолитах вмещающих пород в породах интрузии. Заметим, что количество рудных минералов во вмещающих породах при удалении от интрузии существенно сокращается и вышеописанные изменения сульфидов не встречены.

Проведено изучение содержания золота, палладия, платины, а также меди, никеля и кобальта в сульфидных концентратах, выделенных из пяти образцов пород интрузии.

Для изучения были выбраны: два образца цементирующих гигантские брекчии монцонитов 2 с гнездовой вкрапленной минерализацией; измененное монцогаббро с гнездовой вкрапленной минерализацией; монцонит 2 с равномерно-рассеянной минерализацией; вулканогенно-осадочный сланец из экзоконтакта интрузии вблизи зоны гигантской брекчии.

Из всех образцов были получены сульфидные концентраты фракции 250-125 мкм. Гравитационное концентрирование проводилось на оригинальном патентованном (1996г) оборудовании ЗАО "НАТИ", после чего полученные концентраты дочищались вручную.

Измерения содержаний Au, Pd, Pt, в концентратах были проведены методом атомной абсорбции в Экоаналитической лаборатории (РОСС RU.0001.510333) ФГУНПП «Геологоразведка», аналитик Т.Н. Васильева. Результаты представлены в таблице 1.

Табл. 1 Содержание золота, палладия, платины, меди, никеля, кобальта в сульфидных концентратах из пород Панозерского комплекса.

проба	порода	тип пробы	Au	Pd	Pt	Cu	Ni	Co	Pd/Pt	Cu/Ni	Cu/(Pt+Pd)
			ppb			ppm					
103а	монцонит 2 с сульфидными гнездами	sulf конц	0,44	0,33	14,44	0,48	0,22	5,04	0,02	2	0
219б	эпидотизированное монцогаббро	sulf конц	<0,1	0,77	9,79	15,46	0,20	0,19	0,08	78	1
101	монцонит2 с сульфидными гнездами	sulf конц	2,13	0,28	0,19	49,32	0,13	1,31	1,50	381	107
240	вмещающая в экзоконтакте	sulf конц	0,21	0,21	9,01	1,19	1,07	2,78	0,02	1	0
212	монцонит 2	sulf конц	0,53	0,32	7,37	1,13	0,41	4,56	0,04	3	0
среднее содержание в коре (Rudnick, 2003)			1,3	0,5	0,5	28	47	17,3	1	0,60	28

В большинстве проб содержание металлов ниже или соответствует средним значениям в коре, исключение составляет лишь платина, концентрации которой в большинстве проб превышают среднекоревые значения более чем на порядок.

Несколько повышенные концентрации золота и палладия, установленные в пробах 101 и 219б, сопровождаются также повышенными концентрациями меди, из чего следует предположение, что золото и палладий могут содержаться в виде примесей в халькопирите.

В абсолютном большинстве типов платинометалльных руд, связанных с сульфидными месторождениями, наблюдается преобладание палладия над платиной (Налдредт, 2003), в то время как в платинометалльных россыпях наблюдается преобладание платины над палладием (Додин, Чернышов, 1998; Округин, www.uralgold.ru). Это связано с различным поведением палладия и платины в процессах магматической кристаллизации и выветривания. Наблюдаемое в сульфидных концентратах пород

Панозерской интрузии преобладание платины над палладием позволяет предположить, что обогащение их платиной относительно палладия произошло в результате посткристаллизационного разрушения сульфидов. Учитывая равные средние содержания платины и палладия в земной коре и значительное обогащение большинства сульфидов палладием относительно платины, допускаем, что первоначально в сульфидах Панозерского комплекса содержались более высокие, по сравнению с наблюдаемыми на сегодняшний момент, концентрации палладия, которые были разубожены в ходе посткристаллизационных преобразований сульфидов. Предположение требует проверки через изучение слабоизмененных сульфидов из пород Панозерского комплекса.

«Экспериментально установлена зависимость коэффициентов фракционирования ($D_{\text{metal/melt}}$) и сидерофильных свойств Fe, Ni Co и Ir, Pd, Au от окислительно-восстановительного состояния мантии и магм. При заданной температуре и fO_2 коэффициенты распределения выстраиваются в следующий ряд $D_{\text{Ir}} > D_{\text{Pt}} > D_{\text{Au}} > D_{\text{Pd}}$. Установлено, что $D_{\text{metal/melt}}$ для Ni, Co, Fe значительно ниже, чем для Ir, Pd, Pt, Au, и поэтому следует ожидать существенное влияние fO_2 на разделение элементов группы железа и группы платины» (Из краткого научного отчета Лаборатории геохимии мантии Земли по теме «Эволюция первичной (Fe,Ni) металлической фазы Земли и поведение сидерофильных элементов при плавлении и окислении углеродсодержащих слоев верхней мантии», данные с сайта www.geokhi.ru). В свете этих данных, а также на основании установленных окислительных условий формирования наложенных минералов в зоне брекчий (Гусева, Егорова, в печати), сделано заключение, что преобразование сульфидных фаз в зоне гигантский брекчий связано с воздействием на породы окисленного флюида.

Автор выражает признательность Т.Н. Васильевой, сотруднику Экоаналитической лаборатории ФГУНПП «Геологоразведка», за быстрое выполнение химических анализов представленных концентратов.

Работа осуществлена при финансовой поддержке приоритетного направления № 8 ОНЗ РАН; грантов НШ -3533.2008.5; МК 407.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

- Гусева Н.С. Геология и петрология Панозерского санукитоидного плутона (Центральная Карелия) // Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН. 2006. 26 с.
- Гусева Н.С. Лобач-Жученко С.Б., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. Длительность формирования Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. I. СПб. 2009. С. 156-159.
- Гусева Н.С., Егорова Ю.С. Минералогические свидетельства автометасоматоза в породах Панозерского санукитоидного комплекса, Центральная Карелия // сб. научных трудов молодых сотрудников ИГГД РАН. в печати.
- Додин Д.А., Оганесян Л.В., Чернышов Н.М. и др. Минерально-сырьевой потенциал платиновых минералов России на пороге XXI века. М.: Геоинформмарк. 1998.
- Краткий научный отчета Лаборатории геохимии мантии Земли по теме «Эволюция первичной (Fe,Ni) металлической фазы Земли и поведение сидерофильных элементов при плавлении и окислении углеродсодержащих слоев верхней мантии», www.geokhi.ru
- Лобач-Жученко С.Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П., Гусева Н.С., Арестова Н.А., Коваленко А.В. Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 493-523.
- Наддредт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб: СПбГУ. 2003. 487 с.
- Округин А.В. Платиноносные месторождения Якутии // www.uralgold.ru/pt_mr_jacut.html
- Чекулаев В.П., Иваников В.В., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Гусева Н.С., Левченков О.А., Комаров А.Н. Состав, возраст, и Sm-Nd систематика санукитоидов Панозерского массива // Геохимия. 2003. №8. С. 812-828.
- Lobach- Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., and Jarvis K.E. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implication for the origin // Lithos. 2005. V.79. P. 107-128.
- Rollinson, H.R. Magma mingling in the Panozero sanukitoid intrusion, Baltic Shield. // EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice 2003. Nice, (2002). EAE03-A-03065; VGP7-1FR20-004.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА АМИНДОМАОЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

Дмитриева А. В.

ПетрГУ, Петрозаводск, DmitrievaA-V@yandex.ru

Изученность территории

На Северо-Сегозерской площади в центральной части Карельского геоблока в начале 80-90-х гг. при геолого-картографических работах, были выделены субщелочные массивы (Павлов, Богачев, 1983; Слюсарев 1985; Иваников и др., 1987; Кофман, Гаскельберг, 1988). В состав Сяргозерского субщелочного комплекса все исследователи территории относят габбро-нориты, пироксениты, монцониты, кварцевые монцониты, сиениты, субщелочные граниты. Массивы субщелочных базитов, сложенные высоко-Mg и высоко-K породами, кислые фазы которых были названы санукитоидами, детально изучались С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаевым, Н.С. Арестовой, Н.С. Гусевой. Наиболее крупными и известными из них являются: Панозерский, Хаутаваарский, Ньюкозерский и Таловейс с возрастом 2,7 млрд. лет (Лобач-Жученко, 2007). Наиболее хорошо изученным является Панозерский плутон, который представляет собой многофазный интрузив, в его составе выделяют породы, по составу варьирующие от ультрамафитов до кварцевых монцонитов (Лобач-Жученко, 2007; Гусева, 2006). К интрузивам санукитоидов также относится менее изученный массив Аминдомаоя, расположенный в 15 км северо-западнее оз. Сяргозеро, он входит в состав Сяргозерского габбро-монцонит-сиенит-гранитового комплекса Центральной Карелии (Павлов, 1984; Слюсарев и др., 2001).

Геологическое строение района оз. Ондозеро Северо-Сегозерской площади

Район оз. Ондозеро сложен породами архейского и палеопротерозойского возраста. На территории развиты гранито-гнейсы (AR фундамент), осадочно-вулканогенные лопийские толщи, конгломераты. Литологические особенности, последовательность чередования пород и наличие в разрезе железистых кварцитов позволила отнести их к гимольской серии (лопий). Палеопротерозойские образования представлены андези-базальтами сумия, сариолийскими конгломератами, ятулийскими осадками (песчаники, кварцитопесчаники, кварциты, кварцевые конгломераты) и вулканитами (Сыстра, 1991).

Субщелочной интрузив Аминдомаоя расположен западнее оз. Елмозеро и севернее оз. Елозера в районе ручья Аминдомаоя, прорывает сложноскладчатую лопийскую структуру. В современном эрозионном срезе представляет неправильный овал, вытянут в субмеридиональном направлении, имеет видимые размеры 3,4х2 км.

Вмещающие толщи в западной части площади представлены магнетитовыми кварцитами (воломская толща). В северном экзоконтакте развиты Bi-, Bi-Grт-, Bi-Amf, Qz-Amf-Bi сланцы и гнейсы, амфиболиты и позднелопийские конгломераты.

Интрузивное тело деформировано слабо, породы мало изменены. Выделяются две системы более поздних тектонических разломов СЗ и СВ направления. В ореоле массива наблюдается контактово-метасоматическое изменение (амфиболизация, биотитизация, микроклинизация). Г.М. Павловым выделены контактовые роговики.

Строение массива Аминдомаоя неоднородное. Г.М. Павловым были выделены нориты, кварцевые нориты в центральной части массива, габбро-монцониты и монцониты в средней и субщелочные габбро в приконтактной зоне.

Породы массива содержат ксенолиты вмещающих Bt-Grт сланцев, пироксенитов, а также дайковые тела плагиопорфиринов, диоритов, кварцевых диоритов и жилы пегматоидных микроклиновых гранитов.

Петрографическая характеристика пород массива Аминдомаоя

По структурно-петрографическим признакам среди пород, слагающих массив, различаются несколько разновидностей. Это позволяет выделить три основные зоны и рассматривать массив как концентрически зональное тело. Интрузив представлен меланократовыми амфиболитами по габбро-пироксенитам в южной части, субщелочными габбро, непрерывно протягивающимися от северного эндоконтакта до южного окончания плутона и монцодиоритами в центральной части. С более поздними процессами связаны габбро-пегматиты, жилы и дайки диоритов и плагиопорфиринов. В зонах разрывных нарушений отмечается метасоматическое изменение пород.

В юго-западной части массива Аминдомаоя представлены самые меланократовые породы – амфиболиты по пироксенитам или габбро и их пегматоидные разности, жилы и дайки диоритов и плагиопорфиринов. Минеральный состав среднезернистых амфиболитов представлен Hbl 75-80%, Pl – до 10%, Bi – 5-15%, рудные (Ilm, Sph, сульфиды) составляют от 1 до 5%. Были сделаны химические анализы порообразующих минералов, пересчет на формульные единицы показывает, что содержание примеси Ti в

Ві 3,26%. Пегматоидные разности отличаются большим содержанием лейкократовой составляющей, Pl в сумме с КПШ-40%, Q - 15-20%, на долю Ві приходится 15-25%, количество рудных компонентов достигает 10%. Pl практически полностью замещен Ер. Из аксессуаров часто присутствуют радиоактивные минералы, в том числе ортит, замещающийся Ер.

Субщелочные габбро развиты в северном эндоконтакте, в западной и южной части массива. Мелкозернистые однородные субщелочные габбро состоят из Рх-40%, ПШ (Pl+КПШ)-45%, Ві-3-5%, Ol-1-3%. Среди аксессуаров представлены Ар и радиоактивные минералы. В породах часто встречаются ксенокристы пироксенитов от 3 до 20%. Обломки представлены сростанием ОРх, замещенного тонковолокнистым Amf. В участках тектонических нарушений породы подвержены метасоматическому изменению, Рх последовательно замещается тонкой каймой Ві, Act, крупными бластическими кристаллами Ві более поздней генерации, наблюдается присутствие до 10-15% нерешетчатого Na-K ПШ. Ві содержит примесь Ti до 5%.

Центральная часть плутона сложена лейкократовыми монцодиоритами Ві-Aug разновидности. Породы массивные, порфиroidной структуры. Состоят преимущественно из ПШ 75-85%, Рх(Aug) – 5-10%, Ві-5%.

Ксенолиты встречаются среди монцодиоритов центральной части массива и представлены пироксенитами, главным породообразующим минералом является Рх - 80% (преимущественно СРх). Второстепенные: Pl-3%, Ві – 3-5% (иногда до 30%), Hbl – 3-4%. Наложенные: Q – до 3-5%. Из рудных минералов отмечается наличие единичных зерен Ilm и сульфидов. В зоне тектонического нарушения пироксениты ксенолитов подвержены метасоматическим изменениям, отмечается увеличение содержания Ві (20-25%), наличии наложенного Q – 3-4%, присутствие рудного компонента – 3%, Ар образует гнезда и составляет 1-1,5%. Среди аксессуарных минералов присутствует несколько зеленовато-голубых зерен Tug.

Среди пород, слагающих массив Аминдомаоя, повсеместно выделены дайки и жилы. Преимущественно ориентированные в СВ направлении. Они представлены диоритами, сложением Pl, Q, Hbl, Ві и Mgt (5%), а также плагиопорфиритами с крапленниками более крупных кристаллов Pl (до 0,5 мм).

Петрохимическая характеристика пород массива Аминдомаоя

В настоящее время считается, что AR этап корообразования характеризуется внедрением интрузий высокомагнезиальных ($mg\# > 0,5$) высокохромистых (Cr до 300 ppm), имеющих мантийные изотопные метки Nd и в то же время обогащенных Р, щелочами, LIL- и LRE-элементами гранитоидов (санукитоидов) с возрастом около 2700 млн. лет.

Массив Аминдомаоя представлен породами, по составу варьирующими от пироксенитов до монцодиоритов, характеризующимися высоким содержанием щелочей. В более ранних публикациях (Павлов, 1984) интрузив рассматривался как расслоенный массив, сформированный в результате фракционной кристаллизации. Однако согласно полевым и петрографическим исследованиям, в лейкократовых монцодиоритах центральной части массива имеются ксенолиты пироксенитов и амфиболитов по габбро, а также обломки ксенокристов в субщелочных габбро. На диаграммах породы образуют две группы и не имеют единого эволюционного тренда, что отвечало бы гипотезе Г.М. Павлова. Таким образом, скорее имело место неоднократное последовательное внедрение магматических фаз сначала ультрамафит-мафитов, а затем субщелочных габбро-монцодиоритов и в завершении диоритов, представленных дайками.

Содержание SiO_2 в породах массива Аминдомаоя возрастает от 45,64 вес. % до 58,34 (рис. 1). Субщелочные габбро-монцодиориты второго магматического цикла характеризуются повышенными значениями суммы щелочей (max 6 вес. %), в отличие от габбро-пироксенитов первой фазы (ср. 2,9 вес. %).

Для пород массива Аминдомаоя отношение $Rb/Sr < 0,15$ в субщелочных габбро-монцодиоритах и 0,18 в ксенолитах ультрамафит-мафитов, отношение K/Rb имеет значительные колебания как в первой (144-486,7 (ср. 316)), так и во второй фазах (203-400 (ср. 234)), а $MgO/(MgO+Fe_2O_3+FeO)$ (вес. %) 0,39-0,52 и 0,41-0,54 соответственно.

На диаграммах SiO_2-FeO^* , Mg, Ca единые четкие отрицательные линейные тренды отражают генетическую связь пород и эволюционный характер расплава в результате фракционирования мафических минералов, изменение состава и количества Рх, уменьшение An-составляющей в Pl. В то же время на фоне общих закономерностей наблюдаются определенные различия в составе пород, что объясняется наличием пегматоидных жил, воздействием флюида при наложении более поздних тектонических процессов, а также повышенной рудной минерализацией.

На фоне уменьшения содержания Fe, Mg, Ca в целом характерно увеличение концентрации щелочей, Rb, Ba, что может отражать незначительную роль Pl и КПШ в ходе кристаллизации магматического расплава. Максимальное содержание К отмечается в субщелочных габбро северо-восточной приконтактной зоны, подверженных К-матасоматозу, это связано с наличием Ві и КПШ. С уменьшением в породах Mg и FeO^* одновременно прослеживается увеличение глинозема, такая зависимость обусловлена, помимо породообразующих, наличием рудных минералов. Mgt часто ассоциирует с Рх.

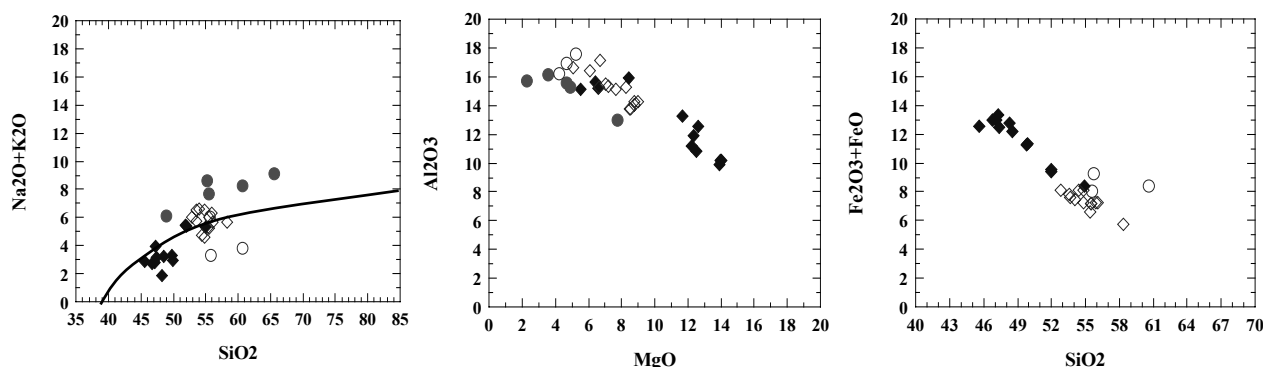


Рис. 1. Характеристические диаграммы пород массива Аминдомаюя:

◆-габбро-пироксениты I фазы, ◇-субщелочные габбро-монцодиориты II фазы, ○-диориты, ●-средний состав пород Панозерского массива.

Породы обоих магматических циклов показывают значительные вариации по многим транзитным и литофильным элементам (Ba, Rb, Ti, P, V, Cr). Подобная картина обусловлена различными соотношениями таких минералов, как Bi, Px, Ap, Mgt, Ilm и в очередной раз отражает химическую гетерогенность магматического расплава, возникшую за счет механического (гравитационного) перераспределения минералов в ходе его движения и кристаллизации. Практически повсеместно отмечена высокая титанистость Bi, выраженная в красноватом оттенке минерала, а также в выпадении рудных компонентов. Наибольшее содержание Ti и V, которые могут входить в состав Mgt, Ilm, Rt, присуще породам первого магматического цикла и достигает 1,5 вес. % при небольших колебаниях FeO* и FeO+TiO₂.

Эволюционные тренды дают право предполагать наличие фракционирования как в более ранней фазе ультрамафит-мафитов, так и в поздней – субщелочных габбро-монцодиоритах (промежуточным дифференциатом является субщелочные диориты).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева Е. Д. и др., Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра. 1981.
Андреева Е. Д. и др., Магматические горные породы. Часть 2. М.:Наука. 1985. 767 с.
Гусева Н. С. Геология и петрология Панозерского санукитоидного Плутона (Центральная Карелия) // Автореферат. СПб. 2006. 26 с.
Ларионова Ю. О. и др. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кртона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. том 15. № 6. 2007. С. 571-593.
Лобач-Жученко С. Б. и др. Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. том 15. №5. 2007. С. 493-523.
Павлов Г.М. Интрузия субщелочных габброидов бассейна р. Аминдома (Центральная Карелия) // Геология, магматизм. Оперативно-информационные материалы за 1983 г. Петрозаводск. 1984. С. 12-14.
Слюсарев В.Д. и др. Щелочной магматизм района Сегозера. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2001. 148 с.
Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб. 1991. 175 с.
Чекулаев В.П. и др. Эволюция магматизма Карелии как основа для выделения архейских террейнов. Материалы международной конференции. Петрозаводск. 1999. С. 176-177.
Щипцов В.В. и др. Геологическая эволюция Ондозерской структуры // Гранитоиды архея юго-восточной части щита. Л.: Наука. 1987. С. 68-118.
Щипцов В.В. и др. Находка железистых кварцитов в районе ручья Аминдома (Центральная Карелия) // Геология и стратиграфия докембрийских образований. Петрозаводск. 1982. С.19-21

МИНЕРАЛОГИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК ДОЛЕРИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Егорова С.В.

ПетрГУ, г. Петрозаводск, sve5690@yandex.ru

На территории восточной части Фенноскандинавского щита в северной части Карельского архейского кратона выделен пязерский комплекс долеритовых даек (даек габбро-диабазов по Еину (Еин, 1994), даек Fe-

толеитов по Вуолло (Vuololo, 1994)). Основой выделения комплекса долеритовых даек являлось сходство минерального состава пород и ряд особенностей химизма (повышенные содержания TiO_2 и FeO^*) (Степанов, 1994).

Вмещающими породами для даек долеритов в северной части Карельского кратона являются породы крупного санукитоидного Пяозерского композит-батолита (по данным U-Pb датировании с возрастом 2725 ± 8 млн. лет (Ларионова и др., 2007)).

Раннепротерозойская история развития территории Пяозерского поднятия связана с внедрением существенно калиевых гранитов, расслоенных интрузий и мафических даек различного состава (Степанов, 1994). Деформации свекофеннского возраста в пределах Пяозерского поднятия проявлены слабо.

Детальное изучение даек долеритов на территории центральной части Пяозерского поднятия, где они демонстрируют наилучшую сохранность, показало, что разноориентированные дайки отличаются по минеральному составу и геохимическим характеристикам. Это послужило основой выделения в составе пязерского комплекса трех групп пород: оливиновых Fe-толеитов, кварцевых Fe-толеитов и толеитов (Степанова, 2004).

Дайки *толеитов* формируют довольно крупные тела (мощностью до 50 м, протяженностью более 1 км) северо-восточного простирания, сложенные оливиновыми долеритами (5% Ol, 45-60% Cpx, 30-50% Pl, до 5% TiMgt, $\pm \text{Qu}$, $\pm \text{Amf}$). По геохимическим характеристикам толеиты существенно отличаются от пород двух других групп, прежде всего более высоким содержанием MgO (7.4%). Содержания SiO_2 составляют в среднем 49.3%. Еще одной отличительной особенностью состава толеитов являются минимальные среди долеритов пязерского комплекса содержания FeO^* (13.6 %), TiO_2 (1.11 %) и высокозарядных элементов.

Дайки *кварцевых Fe-толеитов* формируют довольно мощные (в среднем 40-50 м, иногда до 150 м) тела преимущественно северо-западного ($315-325^\circ$) простирания, которые преобладают на всей территории северной части Карельского кратона, сложенные кварцевыми долеритами (Cpx 35-45%, Pl до 65%, Qu до 4%, TiMgt до 7%). Для кварцевых Fe-толеитов характерны вариации содержаний SiO_2 от 49.5% до 53.15%, низкие содержания MgO от 3.96% до 5.82% и высокозарядных элементов. Содержания FeO^* (12.99-16.48%) и TiO_2 (1.28-1.74%) являются промежуточными между оливиновыми Fe-толеитами и толеитами.

Оливиновые Fe-толеиты формируют маломощные дайки субширотного простирания, сложенные оливиновыми долеритами (Ol 5-7%, Cpx 45%, Pl 45%, TiMgt до 10%). Оливиновые Fe-толеиты содержат в среднем около 48% SiO_2 , около 6.5% MgO . Для них также характерны максимальные среди долеритовых даек пязерского комплекса содержания FeO^* (>13.5%) и TiO_2 (>2.3%). В сочетании с довольно высокими для комплекса в целом содержаниями высокозарядных элементов (Степанова, 2004).

Несмотря на хорошую сохранность магматических минералов в петротипических объектах выделенных групп, данные о составе породообразующих и акцессорных минералов в них отсутствовали.

Для микронзондового изучения минерального состава даек долеритов были отобраны образцы из петротипических объектов выделенных ранее групп - долеритов о. Талвишари, оливиновых долеритов о. Лупчинга и кварцевых долеритов о. Чулкашуари. Изученные породы слабо изменены и сохраняют первичный минеральный состав.

Оливиновые долериты о-ва Талвишари

Центральная часть тела сложена среднезернистыми оливинсодержащими долеритами. Плаггиоклаз и клинопироксен в породах представлены в равных количествах (~ 45%), содержание магнетита около 3%, оливина - 5%. В наиболее лейкократовых разновидностях в интерстициях зерен плаггиоклаза появляются единичные мелкие зерна кварца. Плаггиоклаз формирует таблитчатые и лейстовидные зерна. По составу варьирует от андезина до битовнита (An_{40-88}). В относительно крупных таблитчатых зернах плаггиоклаза установлена прямая зональность. Кроме того, в них микроскопически установлены более мелкие включения (, которые при микронзондовом исследовании отличимы от вмещающих их зерен по составу и соответствуют высокоанортитовым ядрам ($\sim \text{An}_{76-88}$). Клиннопироксен формирует зерна размером до 1.5 мм, располагающиеся обычно в интерстициях зерен плаггиоклаза, замещается амфиболом. Детальное микронзондовое изучение клинопироксена позволило выявить наличие краевых обогащенных Fe оторочек вокруг незональных зерен клинопироксена, а также отметить отсутствие распада. Составы клинопироксенов толеитов образуют непрерывный ряд от авгита (центральные части зерен) до пижонита (в краевых частях). Оливин образует незональные зерна неправильной округлой формы размером до 1 мм, по составу отвечает гиалосидериту и гортонолиту. Рудный минерал (3-5%) представлен преимущественно титаномagnetитом и ильменитом с характерными структурами распада. Содержание сульфидов обычно не превышает 1%. Они представлены пиритом, халькопиритом. Акцессорные минералы представлены цирконом и бадделейтом.

Кварцевые долериты о-ва Чулкашуари

Породы центральной части тела сложены мелкозернистыми долеритами офитовой структуры, довольно лейкократовыми (Pl > 50%), но с высоким (5-7%) содержанием рудного вещества. В интерстициях зерен плаггиоклаза установлены мелкие единичные зерна кварца. Плаггиоклаз образует преимущественно лейстовидные удлиненные и таблитчатые зерна. По составу изменяется от лабрадора до андезина ($\sim \text{An}_{31-65}$),

установлены зерна с прямым зональным строением. В интерстициях зерен плагиоклаза располагаются агрегатные сростания клинопироксена размером до 4 мм, состоящие из мелких округлых зерен размером 0.5 мм, или мелкие таблитчатые и щепковидные зерна. Клинопироксены Qu-долеритов о. Чулкашуари имеют зональное строение, при этом происходит существенное увеличение содержания Fe составляющей от центра зерен к краям, содержание Са остается неизменным, в ряде случаев наблюдается наличие железистой оторочки. Состав клинопироксена варьирует от железистого авгита до обогащенного Fe пижонита. В отличие от клинопироксенов Ol-долеритов о. Талвишари, для клинопироксенов данной группы пород характерны значительно более широкие вариации содержаний Са, а также появление зерен по составу отвечающих ферроавгитам и обогащенных железом пижонитов. Рудный минерал представлен титаномagnetитом, magnetитом и ильменитом (5-7%), который формирует мелкие зерна неправильной формы и скелетные кристаллы, с которыми в ряде случаев ассоциирует биотит. Содержание сульфидов обычно не превышает 1%. Они представлены пиритом, халькопиритом. Акцессорные минералы представлены бадделейтом, реже цирконом.

Оливиновые долериты о-ва Лупчинга

Образуют тела, сложенные мелкозернистыми породами порфировидной или офитовой структуры. В порфиритах вкрапленники сложены основным плагиоклазом. По минеральному составу отвечают оливиновым долеритам. Плагиоклаз формирует относительно крупные таблитчатые и мелкие лейстовидные зерна. По составу демонстрирует непрерывный ряд составов от лабрадора до андезина ($\sim \text{An}_{33-70}$). В ряде случаев для зерен характерно прямое зональное строение. Клинопироксен в долеритах составляет в среднем 45-50% объема породы и чаще всего представлен мелкими зернами неправильной или округлой формы с низкой степенью идиоморфизма. По составу варьирует от авгита, ферроавгита, субкальциевого авгита до субкальциевого ферроавгита, пижонита, обогащенного Fe пижонита, кроме того, отмечено появление клинопироксенов отвечающих обогащенному Mg пижониту. Визуально вокруг незональных зерен клинопироксена наблюдаются краевые оторочки, которые характеризуются повышенным содержанием железа. Оливин обычно формирует мелкие зерна неправильной формы отвечающие гиалосидериту-феррогортонолиту ($\sim \text{Fo}_{16-63}$). По составу возможно выделение двух групп оливина. Первая – характеризующаяся большей магниальностью, – отвечающая ранним этапам дифференциации; вторая – высокожелезистая, отвечающая более поздним этапам кристаллизации. Отличительной особенностью оливиновых долеритов о. Лупчинга является высокое содержание рудного вещества до 10-12%, представленного в основном magnetитом и ильменитом, формирующими зерна округлой формы. Сульфиды представлены: халькопиритом, пиритом, пирротинотом и сфалеритом, их содержание обычно не превышает 1-2%. Акцессорные минералы представлены бадделейтом.

При более детальном исследовании магматически зональных зерен плагиоклаза (An_{63-58}) было обнаружено наличие в них более кислых по составу ядер. Обнаруженные ядра сложены кварцем, калиевым полевым шпатом и более кислым плагиоклазом (An_{37}) (рис. 1).

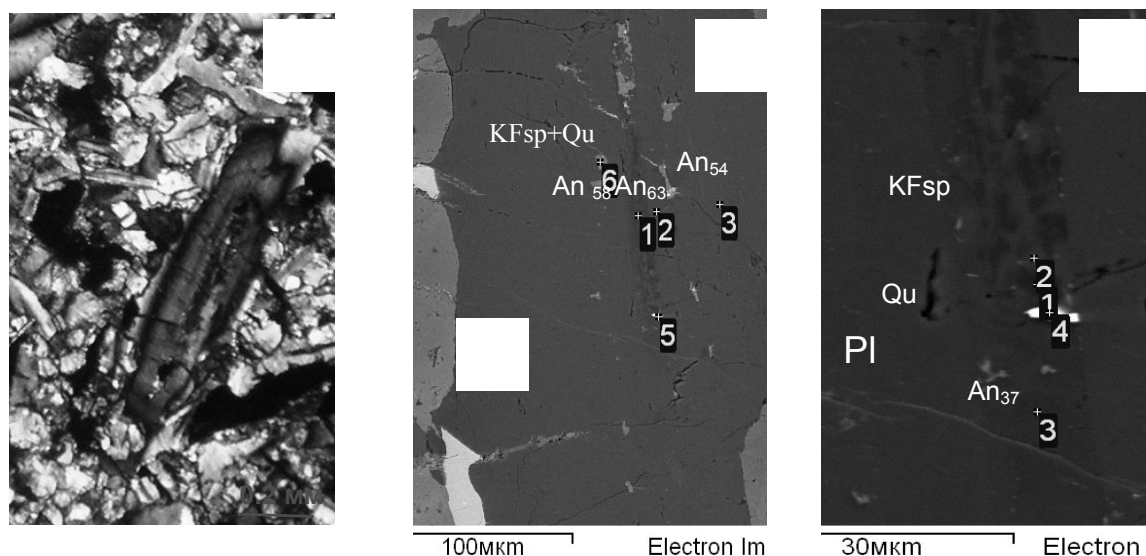


Рис. 1. Зональное зерно плагиоклаза (А), содержащее в центральной части включения кварц-калишпатового состава (Б, В). Оливиновые долериты о. Лупчинга.

Похожие по минеральной ассоциации включения были обнаружены и в межзерновых пространствах – такие минералы как, кварц, калиевый полевой шпат и в ряде случаев апатит оказались заключенными между идиоморфными лейстами плагиоклаза (An_{56}). Кроме того, также было обнаружено наличие кварц - калишпатовой оторочки вокруг удлиненных зерен Pl.

Таким образом, установлено, что оливиновые долериты о. Талвишари, кварцевые долериты о. Чулкашуари и оливиновые долериты о. Лупчинга формировались в условиях нормальной кристаллизации магмы основного состава. Для оливиновых долеритов о. Талвишари отличительной особенностью является факт наличия в зональных зернах плагиоклаза высокоанортитовых ядер, что, вероятно, отражает процессы ранних этапов кристаллизации. Для этой же группы пород составы клинопироксенов отражают непрерывный ряд кристаллизации от авгита до пижонита, для других двух групп характерно увеличение железистости клинопироксена, а для оливиновых долеритов о. Лупчинга установлено появление высокомагнезиального пижонита с высокой степенью идиоморфизма, который является, вероятно, продуктом ранней кристаллизации. При микроскопическом изучении было определено отсутствие в кварцевых долеритах о. Чулкашуари такого минерала, как оливин, и наличие кварца. Для других двух групп, содержащих оливин, свойственна повышенная его магнезиальность, как отражение ранних этапов дифференциации. В оливиновых долеритах о. Лупчинга, помимо высокомагнезиального Ol, присутствует высокожелезистый Ol, соответствующий более поздней кристаллизации и, по которому, вероятно, образуются псевдоморфозы магнетита. Для всех трех групп даек долеритов Пяозерского поднятия установлены рудные минералы, представленные магнетитом и ильменитом, среди сульфидов определены: пирит, халькопирит и пирротин, а в группе долеритов о. Лупчинга появляется сфалерит. В оливиновых долеритах о. Лупчинга установлены явления контаминации коровым веществом (наличие микроксенолитов в таблитчатых зернах Pl и в межзерновом пространстве).

Во всех трех группах установлено наличие единого минерала-геохронометра – бадделита, представленного относительно крупными зернами, по которому возможно определение абсолютного возраста данных групп пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Еин А.С. Дайки базитов Северо-западной Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР. 1984. С. 30-41.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные.
- Степанов В.С. Магматиты Пяозерского блока (петрохимические особенности и последовательность образования комплексов) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск. 1994.
- Степанова А.В. Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии // Автореф. дис. 2004.
- Vuollo J.I. Palaeoproterozoic basic igneous events in Eastern Fennoscandian shield between 2,25 and 1.97 Ga, studied by means of mafic dyke swarms and ophiolites in Finland. 1994. 147 p.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОМ МАССИВЕ Li-F ГРАНИТОВ

Капарулина Е. С.

СПбГУ, Санкт – Петербург, kaparulina_katya@mail.ru

Как известно, редкоземельные элементы (РЗЭ) являются чуткими индикаторами изменений, происходящих в минералообразующей среде. Изучение поведения РЗЭ в собственных акцессорных, а также пороодообразующих минералах помогает охарактеризовать особенности минералообразующих сред и проследить эволюцию состава расплава при образовании сложно дифференцированных массивов редкометалльных гранитов.

Орловский массив Li-F гранитов, расположенный в Восточном Забайкалье, послужил объектом для изучения поведения РЗЭ в акцессорных и пороодообразующих минералах. Данный массив характеризуется зональным строением, что позволяет проследить эволюцию состава гранитоидного редкометалльного расплава от ранних фаз к поздним. В разрезе Орловского массива выделяются следующие дифференциаты гранитов (снизу вверх): протолитионитовые → порфиروبластовые микроклин-альбитовые с литиевым фенгит-мусковитом → микроклин-альбитовые с мусковитом → амазонит-альбитовые с железистым лепидолитом → амазонит-альбитовые с лепидолитом или циннвальдитом → протолитионит-кварц-топазовые грейзены экзоконтакта с бериллом (Сырица, 2002). Орловский массив является промышленно значимым танталовым объектом. Протолитионитовые граниты состоят из микроклина, плагиоклаза № 15-17 (олигоклаз), кварца,

протолитионита и Li-Fe мусковита. В составе акцессорных минералов в них обнаружены циркон, апатит, монацит, ксенотим, колумбит-танталит, рутил, флюорит. Амазонитовые граниты сложены амазонитом, плагиоклазом № 0-2 (альбит), кварцем и лепидолитом. Из акцессорных минералов здесь присутствуют топаз, монацит, циркон, апатит, флюорит, колумбит-танталит, микролит, клейофан, гидроокислы Fe и Mn.

Для настоящего исследования из вышеописанных типов гранитов были отобраны породообразующие минералы (кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат (КПШ), протолитионит/лепидолит) и акцессорные минералы (монацит, ксенотим, флюорит, микролит, колумбит-танталит). Отобранные монофракции минералов, а также сами граниты были проанализированы на содержание РЗЭ методом ICP-MS и с помощью микронзондового анализа (микроанализатор CAMECA SX-100). Полученные данные о содержании РЗЭ в гранитах и минералах нормировались на содержание РЗЭ в хондрите.

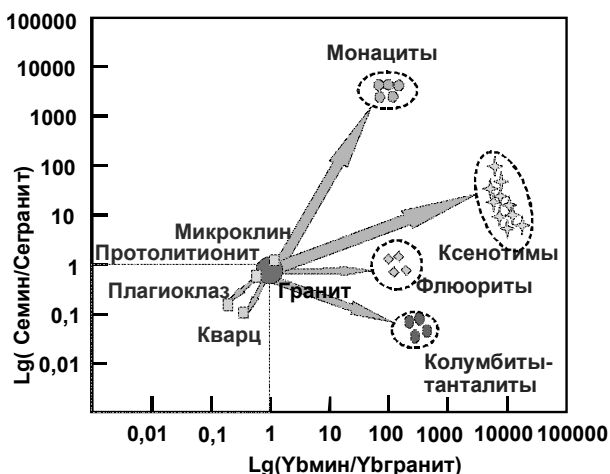


Рис.1а. Изменение соотношения Ce и Yb в протолитионитовых гранитах

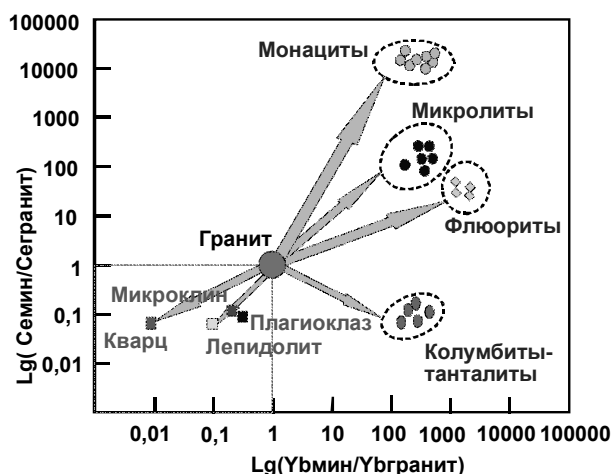


Рис.1б. Изменение соотношения Ce и Yb в амазонитовых гранитах

В результате анализа полученных спектров распределения РЗЭ на породном уровне было установлено, что при переходе от протолитионитовых к амазонитовым гранитам сумма РЗЭ в них уменьшается в 10 раз, интенсивность отрицательной Eu-аномалии растёт, La/Yb-отношение постепенно уменьшается и появляется «тетрад-эффект». Все эти факты свидетельствуют о большей степени дифференциации редкометалльных гранитов. Также видно, что на завершающих этапах кристаллизации (это характерно для всех типов Li-F гранитов) происходит обеднение пород редкоземельными элементами (уменьшение содержания РЗЭ на породном уровне в 10 раз), что объясняется их отсадкой в кристаллизующихся минералах-концентраторах и экстракцией в отделяющийся фторидный расплав (Veksler, 2005).

Среди породообразующих минералов КПШ и слюды в большей мере имеют сходные спектры распределения РЗЭ с соответствующими гранитами. В целом, кварц, микроклин, амазонит, протолитионит и лепидолит имеют нисходящие кривые распределения, с четким, но не глубоким минимумом на Eu, однако сумма РЗЭ для породообразующих минералов из амазонитовых гранитов выше (например, амазонит - 145 ppm, микроклин из протолитионитовых гранитов - 5 ppm). Значительным отличием обладают спектры плагиоклазов. Спектр распределения РЗЭ в олигоклазе из протолитионитовых гранитов сглаженный, не имеет Eu-аномалии, что свойственно Са-минералам на ранних этапах кристаллизации, характеризуется примерно одинаковыми значениями всех РЗЭ, а альбит из амазонитовых гранитов, напротив, выделяется четко выраженной Eu-аномалией, что свидетельствует о более поздней фазе кристаллизации.

В амазонитовых гранитах и на породном, и на минеральном уровнях зафиксировано явление М-образного «тетрад-эффекта». Как известно, явление «тетрад-эффекта» вызвано повышенным содержанием фтора в расплаве, следствием чего является кристаллизация на поздних этапах F-содержащих минералов: флюорита, топаза, апатита и практически «сухого» высокофтористого лепидолита (Veksler, 2005).

Резкое изменение поведения РЗЭ от протолитионитовых гранитов к амазонитовым обусловлено сменой минералов-концентраторов РЗЭ: монацит и ксенотим в протолитионитовых гранитах сменяются монацитом, микролитом и колумбитом-танталитом в амазонитовых гранитах.

Для количественной оценки вклада каждого минерала в суммарное значение РЗЭ в гранитах нами был выполнен расчёт баланса масс. В связи с изменением процентного содержания минералов-концентраторов РЗЭ в породе (например, от протолитионитовых гранитов к амазонитовым наблюдается резкое падение содержания монацита: от 0,01 до 0,001%), а также с заменой минералов-концентраторов РЗЭ (монацит, ксенотим в протолитионитовых гранитах) на минералы-носители РЗЭ (с меньшими содержаниями лантаноидов) (флюорит, микролит, колумбит-танталит в амазонитовых гранитах).

Для оценки вклада минералов в соотношение лёгких и тяжёлых РЗЭ в изученных типах гранитов нами построены графики в координатах $Lg(Y_{мин}/Y_{гранит}) - Lg(Се_{мин}/Се_{гранит})$. На рисунках 1а и 1б чётко фиксируется изменение соотношения легких и тяжелых РЗЭ в процессе дифференциации Li-F гранитов. Изменение соотношения легких и тяжелых РЗЭ, вероятно, вызвано изменением минералов-концентраторов: для легких РЗЭ монацит в протолитионитовых гранитах сменяется микролитом и монацитом в амазонитовых гранитах; для тяжелых РЗЭ концентраторами в протолитионитовых гранитах выступают ксенотим, флюорит и колумбит-танталит, в амазонитовых гранитах кристаллизуются лишь минералы-накопители тяжелых РЗЭ – флюорит и колумбит-танталит.

Полученные нами результаты впервые на количественной основе показали значительные изменения в поведении РЗЭ в процессе вызревания рудоносных редкометальных гранитов Li-F специализации. Допущением для нашего моделирования стало предположение о кристаллизации изученных минералов одноэтапно на магматическом этапе из расплава аналогичного породному. Дальнейшие исследования планируется выполнить на расплавленном уровне при изучении расплавных включений в сквозном пороодообразующем кварце из гранитов Орловского массива.

ЛИТЕРАТУРА

Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПбГУ. 2002.

Veksler, I. V.; Dorfman, A. M.; Kamenetsky, M. B.; Dulski, P.; Dingwell, D. B. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 69. 11. 2005. 2847-2860.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛАНТАНОИДОВ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ ГРАНИТОИДОВ

Климова Е. В.

ИГГД РАН, Санкт – Петербург, katya_kli@list.ru

Применение величины цериевой аномалии в осадочных породах и биогенных минералах стало широко применяться для определения окислительно-восстановительных условий среды формирования осадка и содержания кислорода в колонне воды со времени появления работ Дж. Райт и У.Хольсера. Позднее была показана возможность использования цериевой аномалии в терригенных и карбонатных осадках для реконструкции содержания кислорода в палеобассейнах. В некоторых случаях для тех же целей может быть использованы спектры легких РЗЭ в осадочном органическом веществе.

Целью работы являлось определение концентрации редкоземельных элементов в кислых растворах, сосуществующих с архейскими гранитоидами.

Для определения концентрации редкоземельных элементов в растворах, сосуществующих с архейскими гранитоидами был произведен ряд экспериментов. Для экспериментов были взяты образцы архейских гранитоидов из фундамента Янисъярвинской структуры (Ю. Карелия).

Табл. 1. Концентрации редкоземельных элементов в растворах, мкг/л

№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*
1	28	22	5,1	19	2,8	0,32	2,0	0,20	0,71	0,12	0,29	0,042	0,22	0,042	68,38	0,41	0,39
2	20	14	3,2	12	1,6	0,17	1,2	0,11	0,42	0,07	0,17	0,027	0,13	0,026	78,90	0,38	0,36
3	31	30	5,6	21	3,0	0,33	2,2	0,20	0,74	0,12	0,30	0,041	0,23	0,042	75,70	0,51	0,37
4	22	21	4,0	15	2,1	0,25	1,5	0,14	0,55	0,09	0,23	0,031	0,18	0,033	68,38	0,50	0,41
5	86	120	15	53	6,8	0,68	4,8	0,37	1,2	0,17	0,44	0,051	0,28	0,049	180,01	0,74	0,34
6	270	450	54	190	22	2,1	14	0,97	2,9	0,39	1,08	0,11	0,69	0,11	251,75	0,85	0,34

Примечание: 1 – раствор, сосуществующий с архейским гнейсо-плагиогранитом, время эксперимента 6 сек; 2 – раствор, сосуществующий с архейским гнейсо-плагиогранитом, время эксперимента 60 сек; 3- раствор, сосуществующий с архейским гнейсо-плагиогранитом, время эксперимента 600 сек; 4 - раствор, сосуществующий с архейским гнейсо-плагиогранитом, время эксперимента 60 мин; 5 - раствор,

сосуществующий с архейским гнейсо-плагиигранитом, время эксперимента 600 мин; 6 - раствор, сосуществующий с архейским гнейсо-плагиигранитом, время эксперимента 6000 мин.

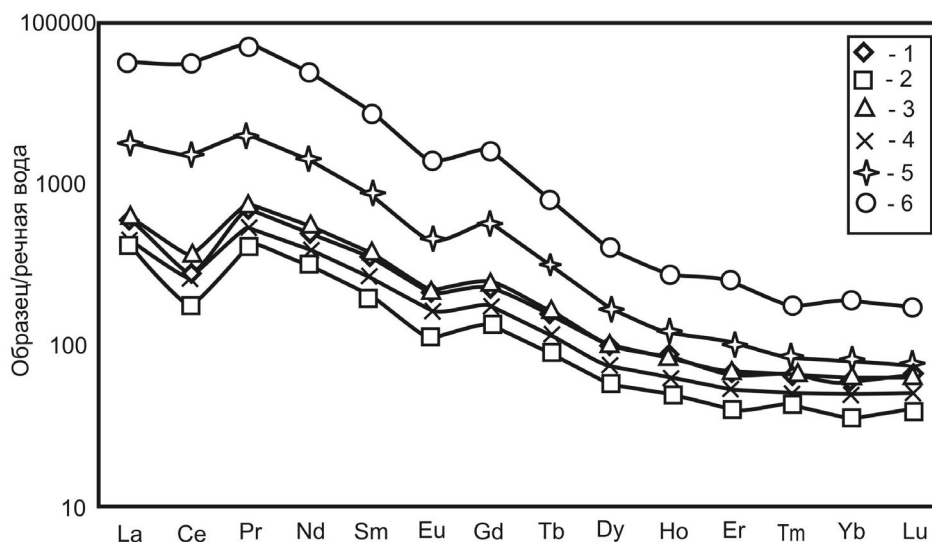


Рис.1. Спектры распределения лантаноидов в растворах, сосуществующих с архейскими гранитоидами.

Гранитоиды представлены мигматизированными гнейсо-плагиигранитами и сложены плагииоклазом, округлыми зернами кварца и слюдой. Плагииоклаз (An-20%) присутствует в виде зерен размером ~1мм. Слюда встречается в виде пластинчатых зерен мусковита (~10% от объема породы) и биотита с неровными, «изъеденными» краями (~7% от объема породы).

Предварительно образцы гнейсо-плагиигранитов были раздроблены и использованы в экспериментах без разделения по размерным фракциям (от 0,01мм до 3см). Далее порода подвергалась выщелачиванию кислотным раствором. Для достижения значения pH равного 2,7 в дистиллированную воду добавляли несколько капель серной кислоты.

В процессе проведения эксперимента было получено 6 растворов, которые различались по времени выщелачивания (6сек, 60сек, 600сек, 60мин, 600мин, 6000мин).

Кислотность исходного и полученных в результате экспериментов растворов определялась pH метром.

Концентрации редкоземельных элементов в растворах сосуществующих с архейскими гранитоидами определялись методом атомной адсорбции. Концентрации редкоземельных элементов в растворах, полученных в результате выщелачивания архейских гранитоидов, приведены в таблице (табл.1) и на графике (рис.1).

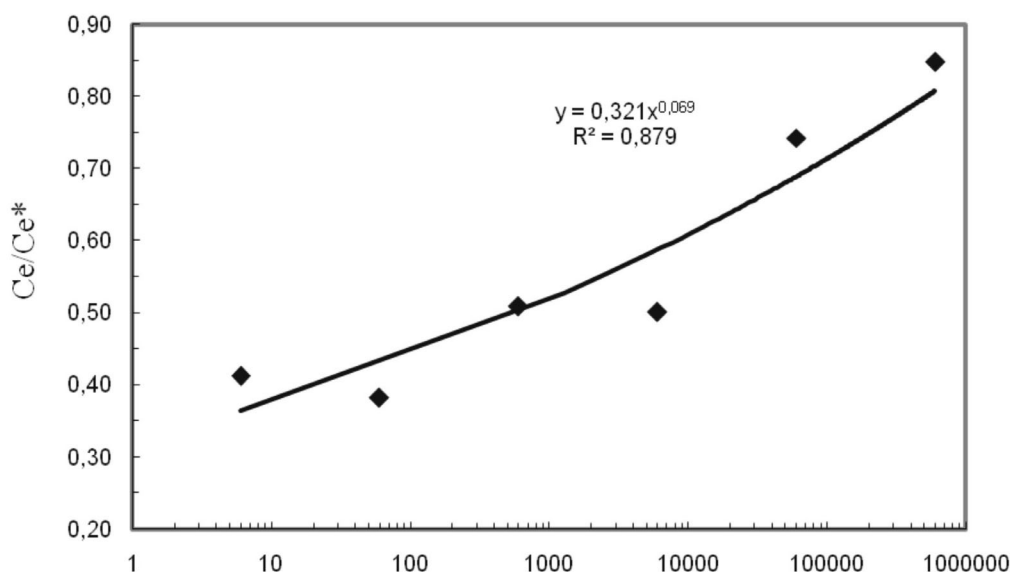


Рис.2. Значения цериевой аномалии в зависимости от длительности эксперимента

Кислотность растворов, полученных в результате экспериментов, незначительно меняется в зависимости от времени выщелачивания (табл.1).

На графике (рис.1) приведены спектры распределения лантаноидов, нормированные на речную воду (С.Л. Шварцев, 1998). Концентрации редкоземельных элементов в растворах увеличивается при более длительном выщелачивании. Спектры распределения редкоземельных элементов характеризуются обогащением легкими лантаноидами. Отношение LREE к HREE заметно увеличивается при более длительном выщелачивании древних гранитоидов. ($La/Lu=68$, $t = 6\text{сек}$; $La/Lu = 250$, $t = 6000\text{мин}$). Спектры распределения REE характеризуются Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.37$) и Ce аномалией. Минимальное значение Ce отрицательной аномалии $Ce/Ce^* = 0.85$ получено в результате самого длительного эксперимента ($t = 6000\text{мин}$), и с уменьшением времени проведения эксперимента значение Ce аномалии увеличивается ($Ce/Ce^* = 0.41$, $t = 6\text{сек}$). Величина Ce аномалии уменьшается с увеличением длительности эксперимента (рис.2).

Таким образом, результаты экспериментов свидетельствуют о том, что в зависимости от кинетики формирования гипергенного профиля состав дренирующего раствора может варьировать в широких пределах.

ЛИТЕРАТУРА

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 1998.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕЩЕР

Климова Е.В.

ИГГД РАН, Санкт - Петербург, katya_kli@list.ru

Докембрийские коры выветривания играли огромную роль в формировании осадочной оболочки Земли, являясь начальными продуктами экзогенной дифференциации первичного мантийного вещества, благодаря чему они являются источником уникальной информации о составе и закономерностях эволюционных изменений литосферы, атмосферы и гидросферы. К настоящему времени накоплен обширный материал по корам выветривания. В карельском регионе Балтийского щита описано большое количество метагипергенных образований, в том числе более 30 выходов предьятулийских и ятулийских кор выветривания гранитоидных пород. Несмотря на принципиальное сходство факторов формирования докембрийских и фанерозойских профилей выветривания, древние коры выветривания характеризуются специфическим химическим и вероятно минеральным составом. Одним из наиболее значимых отличий является накопление калия в верхних зонах древнейших профилей выветривания (Михайлов, 1986).

Докембрийские коры выветривания, как правило, метаморфизованы, их первичные структурно-текстурные особенности и исходный минеральный состав в значительной мере или полностью изменены; поэтому выявление и изучение таких кор намного сложнее, чем изучение неизмененных кор более молодого возраста. Образование относительно обогащенных калием кор выветривания происходит и в настоящее время, в областях умеренного климата в условиях недостаточного дренажа, либо, при выветривании пород в условиях обильной увлажненности и активной денудации, что реализуется в областях с сильно расчлененным рельефом. В горных районах естественными природными ловушками, в которых аккумулируются смытые продукты выветривания, являются подземные карстовые полости. Современные гипергенные образования, локализованные в подземных полостях, характеризуются отложением их в непосредственной близости от области выветривания материнских пород, отсутствием в их составе аллохтонной терригенной примеси и захоронением в условиях минимальных вариаций климатических факторов. По химическому составу современные глинистые отложения пещер близки к наиболее выветренным горизонтам докембрийских кор выветривания (Климова и др., 2005).

Целью данного исследования является изучение особенностей распределения редко-земельных элементов современных глинистых отложений пещер, которые представляются аналогами докембрийских палеопочв.

В работе были исследованы образцы глин, локализованных в пещерах Кавказа: Каньон (Краснодарский край), Крубера-Воронья.

Образцы из пещер представлены мелкозернистой глинистой породой цвет меняется от светло-коричневого до светло-желтого. В сухом состоянии глина рассыпчатая. В отобранных образцах наблюдаются мелкие обломки органического вещества и силикатных пород, размером до 1мм.

Минеральный состав изученных образцов представлен главным образом смешанослойным образованием иллит-сметтит, его процентное содержание в изученных образцах составляет от 70% до 80%.

Содержание смектитовых пакетов в иллит-смектитовом смешанослойном образовании не более 40%. Каолинит и хлорит присутствуют в незначительном количестве, их среднее содержание в глинистой фракции составляет примерно 12% и 11% соответственно. Содержание смектита во всех образцах практически не изменяется, в среднем оно составляет 1%. Также в изученных образцах кроме глинистых минералов присутствуют кварц, среднее содержание которого в исследованных пробах составляет примерно 50%. Кальцит встречается в отдельных пробах. Содержание кальцита во всех пробах, где он встречается, меньше 1%. В некоторых образцах встречаются гидроокислы железа, содержание которых также меньше 1 % (Климова, 2007)

В исследованных пробах глинистых отложений пещер были определены содержания породообразующих (табл.1) и редкоземельных элементов (табл.2). Исследование концентрации REE в породах осуществлялось методом ICP MS во Всероссийском Геологическом Институте им. А.П. Карпинского.

Табл. 1. Химический состав глинистых отложений пещер, вес. %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	56,11	1,03	24,74	7,88	0,11	4,64	1,62	0,27	3,60
2	54,02	1,08	20,62	7,31	0,18	3,76	8,79	0,52	3,72
3	52,38	1,10	24,75	8,47	0,15	4,70	4,89	0,16	3,39
4	56,18	0,93	23,28	6,41	0,05	2,56	6,47	0,66	3,47
5	58,69	1,07	26,41	6,66	0,13	2,88	0,80	0,25	3,11

Примечание: 1-3 – образцы глинистой фракции из пещеры Воронья; 4,5 – образцы из пещеры Каньон

Результаты геохимического исследования породообразующих элементов, приведенные в таблице 1, показали, что пещерные глины являются высококалийевыми, существенно гидрослюдистыми.

Табл. 2. Содержание редкоземельных элементов в глинистых отложениях пещер, ppm.

№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	36,7	75,1	8,46	31,5	6,9	1,37	6,13	0,93	5,61	1,16	3,36	0,48	3,11	0,49
2	25	46,5	5,9	22,2	4,25	0,98	4,43	0,65	3,76	0,76	2,24	0,31	1,99	0,31
3	11,2	20,3	2,59	9,8	1,88	0,44	2,04	0,31	1,71	0,35	1,07	0,15	0,9	0,15
4	37,8	71,9	8,86	34,2	6,46	1,5	6,63	0,97	5,58	1,08	3,23	0,45	2,92	0,46
5	46,1	89,4	10,5	39,5	8,26	1,67	7,85	1,15	6,73	1,42	4,24	0,6	3,88	0,6

Примечание: 1-3 – образцы глинистой фракции из пещеры Воронья; 4,5 – образцы из пещеры Каньон

На рис.1 приведены спектры распределения лантаноидов, нормированные на NASC. Спектры распределения характеризуются незначительным обогащением легких редкоземельных элементов и отрицательной Ce аномалией ($Ce/Ce^* = 0,87$).

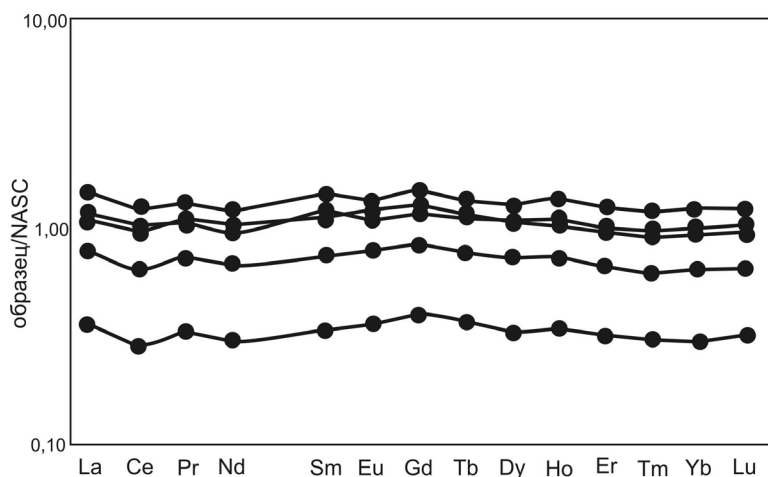


Рис.1. Спектры распределения лантаноидов глинистых отложений пещер Кавказа.

На рис.2 приведены спектры распределения REE мономинеральных образцов, выделенных из пелагических глин Индийского океана (Fagel et al., 1997) и усредненный состав глинистых отложений пещер нормированные на NASC. Глинистые минералы обогащены легкими лантаноидами, не имеют цериевой аномалии, а в смектитах видна отрицательная аномалия европия. Спектр распределения глинистых

отложений пещер совпадает со спектром LREE иллита, а HREE пещерных глин имеют повышенные величины по сравнению с HREE иллита.

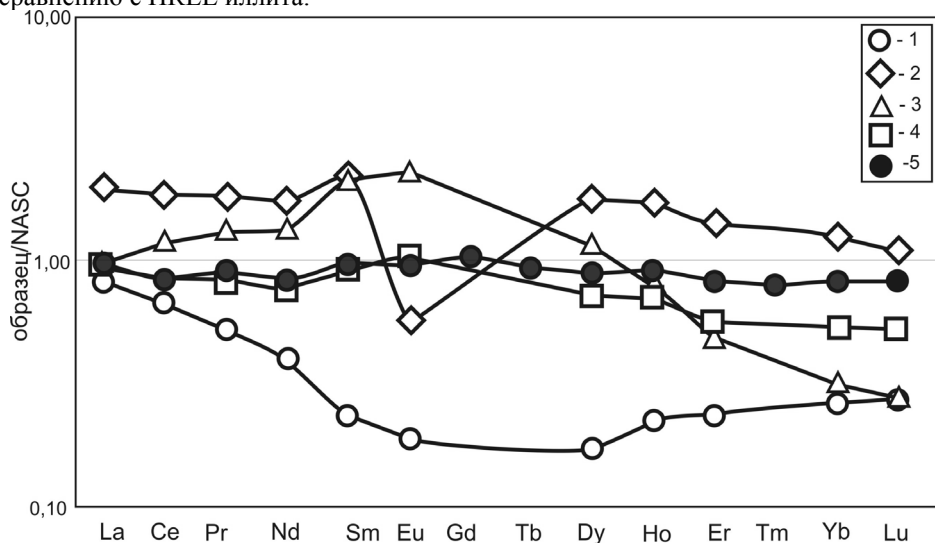


Рис.2. Спектры распределения лантаноидов в мономинеральных образцах глин и глинистых отложениях пещер.

Условные обозначения: 1 – смектит, 2 – иллит, 3 – каолинит, 4 – хлорит, 5 – усредненный состав глинистых отложений пещер.

Детальные минералогическое и геохимическое исследования пещерных глинистых отложений позволяет использовать эти результаты для реконструкции и численного моделирования первичного состава докембрийских гипергенных образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Климова Е.В., Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Глинистые отложения пещер – современные аналоги древнейших гипергенных образований. Сыктывкар. 2005.
Климова Е.В., Матреничев В.А. Минеральный состав глинистых отложений пещер. Баку. 2007.
Михайлов Б. М. Рудоносные коры выветривания. 1986.
Fagel N., Andre L., Debrabant P. Multiple seawater-derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays. Ibid. 1997. Vol .61 ,N. 5. P. 989-1008

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗИТЫ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ПЕТРОГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Колотыгина М. Н.

ИЗК СО РАН, Иркутск, k.mar29.01@mail.ru

Формирование единой структуры Сибирского кратона ~2.0 – 1.9 млрд. лет назад (Ларин и др., 2003; Розен, 2003) завершилось обширным магматизмом, проявившимся на стадии коллапса коллизионной системы (постколлизционное растяжение). На этом этапе (1.88 – 1.84 млрд. лет) произошло формирование, главным образом, многочисленных массивов гранитоидов и вулканитов кислого состава, которые в современной структуре кратона фиксируются в пределах его южных краевых выступов. Изучение магматических образований основного состава, формирующихся на стадии постколлизционного растяжения, долгое время оставалось без столь же пристального внимания, как изучение магматитов кислого состава.

Раннепротерозойский (1.87 - 1.85 млрд. лет) Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс располагается в южной краевой части Сибирского кратона. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс входит в структуру раннепротерозойского Аkitканского орогенного пояса, разделяющего архейские образования Ангара-Анабарского и Алданского супертеррейнов. Согласно современным исследованиям, в частности А.М. Ларина с соавторами (2003), Т.В. Донской с соавторами (2005), считается, что формирование Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса происходило в обстановке постколлизционного растяжения после образования единой структуры Сибирского кратона на рубеже 2.0 – 1.9 млрд. лет.

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс сложен терригенно-вулканогенными образованиями акитканской серии и гранитоидами, относимыми к ирельскому комплексу, комагматичными кислым вулканитам акитканской серии (Салоп, 1964; Мац и др., 1968). Магматические образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса представлены, главным образом, породами кислого состава, базальты и андезибазальты составляют не более 6% от общего объема магматических пород пояса (Неймарк и др., 1998). Несмотря на существование различных схем внутреннего строения Северо-Байкальского пояса (обзор в (Донская и др., 2008)), практически всеми исследователями признается, что магматические образования основного состава были внедрены на самых ранних и самых поздних этапах эволюции пояса (Срывцев, Булдыгеров, 1982; Срывцев, Зубков, 1983; Неймарк и др., 1998).

В качестве объектов исследования были выбраны базальтоиды, относимые к самой нижней части акитканской серии – малокозинской свите (Салоп, 1964) или малокозинскому вулканогенно-терригенному комплексу (Бухаров, 1973; Булдыгеров, Срывцев, 1979) и комбинированные (долерит – риолитовые) дайки и дайки долеритов района руч. Сухой, которые пересекают монцодиориты, относимые к ирельскому комплексу, и кислые вулканиты, относимые к хибеленской свите акитканской серии.

Возраст базальтоидов малокозинской свиты непосредственно не установлен, однако их возраст предполагается как возраст близкий к возрасту самых древних кислых вулканитов, перекрывающих осадки и базальтоиды малокозинской свиты. Их возраст близок к 1877.7 ± 3.8 млн. лет (Донская и др., 2008).

Возраст даек был определен как 1844 ± 11 млн. лет на основании U-Pb датирования (SHRIMP) цирконов риолитов из центральной части комбинированной дайки, пересекающей монцодиориты ирельского комплекса в районе руч. Сухой.

Результаты геохронологических исследований показывают, что накопление осадочно-вулканогенных толщ акитканской серии и формирование магматических образований произошло в интервале $1877.7 \pm 3.8 - 1844 \pm 11$ млн. лет.

Таким образом, базальтоиды малокозинской свиты рассматриваются как самые ранние магматические образования пояса, а дайки долеритов как одни из последних магматических образований пояса.

Для базальтоидов малокозинской свиты и долеритов даек характерны содержания $\text{SiO}_2 = 51 - 55$ мас. % и $47 - 53$ мас.%, соответственно. На классификационной диаграмме $\text{MgO} - (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Jensen, 1976) фигуративные точки базальтоидов попадают в поля известково-щелочных андезитов и высокомагнезальных толеитов, а долеритов – в поле высокожелезистых толеитов.

Все проанализированные породы представляют собой умеренно и сильно дифференцированные разновидности, значения $\text{mg}^\#$ в базальтоидах варьируют от 44 до 62, а в долеритах от 36 до 48. Для базальтоидов малокозинской свиты характерны низкие содержания $\text{TiO}_2 = 0.75 - 0.94$ мас.%, $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 8.66 - 10.08$ мас.%, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.22 - 0.28$ мас.%, значения этих же оксидов в долеритах даек намного выше и составляют $1.59 - 2.40$ мас.%, $12.85 - 15.89$ мас.% и $0.32 - 0.68$ мас.%, соответственно.

Возможные источники базальтоидов и долеритов

Базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек района руч. Сухой характеризуются хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta аномалиями на мультиэлементных спектрах. Для базальтоидов малокозинской свиты рассчитанные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(1878 \text{ млн. лет})$ варьируют от -6.5 до -8.9, а для долеритов даек значения $\epsilon_{\text{Nd}}(1844 \text{ млн. лет})$ составляют -5.4...-11.2.

Также следует отметить, что и базальтоиды малокозинской свиты, и долериты даек характеризуются повышенными содержаниями Th ($3.2 - 4.1$ г/т в базальтоидах и $2.4 - 8.7$ г/т в долеритах) и LREE. На диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (Dampare et al., 2008) фигуративные точки всех проанализированных пород попадают в область пород, для которых характерно существенное обогащение Th относительно Nb. Считается, что формирование пород обогащенных Th, а также легкими редкими землями, относительно Nb может осуществляться за счет мантийных источников либо содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом (Fitton et al., 1988; Dampare et al., 2008; Туркина, Ножкин, 2008).

Таким образом, все вышеперечисленное в совокупности может свидетельствовать о том, что базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек могли быть образованы либо за счет обогащенного в ходе субдукционных процессов мантийного источника, либо в результате контаминации мантийного источника коровым материалом. При этом, несмотря на отмеченные выше сходства изотопно-геохимических характеристик базальтоидов и долеритов, у нас нет оснований предполагать, что они были образованы за счет фракционной кристаллизации или частичного плавления единого (или идентичного по составу) источника.

Отсутствие корреляции между величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и SiO_2 , не позволяет рассматривать механизм одновременной фракционной кристаллизации и ассимиляции коровым материалом мантийного источника (AFC модель) при формировании и базальтоидов, и долеритов. Об этом же свидетельствует и отсутствие корреляции между отношениями Th/Ta и La/Yb для пород обоих исследованных объектов. Отсутствие явно выраженных корреляций между величиной $(\text{Nb/La})_{\text{pm}}$, отражающей глубину Nb-аномалии на мультиэлементных спектрах, и содержаниями La, Th и отношениями $(\text{La/Sm})_{\text{n}}$ в исследованных породах свидетельствуют против контаминации мантийных источников материалом континентальной коры

(Сафонова и др., 2008; Туркина, Ножкин, 2008). Высокие содержания Fe_2O_3^* и TiO_2 в долеритах также могут являться доказательствами против коровой контаминации мантийного источника этих пород.

Базальтоиды малокошинской свиты и долериты даек характеризуются повышенными значениями отношений Ce/Nb (8.2 – 12.8 в базальтоидах, 5.1 – 13.2 в долеритах) и Th/Nb (0.52 – 0.76 в базальтоидах и 0.29 – 1.20 в долеритах). На диаграмме $\text{Ce/Nb} - \text{Th/Nb}$ (Saunders et al., 1988) фигуративные точки как базальтоидов, так и долеритов располагаются в поле базальтов островных дуг, показывая, что в их источниках присутствовал субдукционный компонент SDC. В поле базальтов островных дуг попадают точки составов базальтоидов и долеритов и на диаграмме $\text{Th/Ta} - \text{La/Yb}$ (Condie, 1997). На основании этих данных можно заключить, что отмеченные выше изотопно-геохимические характеристики исследованных пород являются следствием выплавления обоих комплексов пород из источников, обогащенных субдукционными компонентами с высокими значениями отношений Ce/Nb и Th/Nb (Th/Ta). Однако в полной мере это заключение верно только для базальтоидов малокошинской свиты. Что касается долеритов даек, то, несмотря на сходные с базальтоидами малокошинской свиты низкие отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, сходство ряда геохимических характеристик. Долериты характеризуются повышенными содержаниями Fe_2O_3^* , TiO_2 и P_2O_5 , которые являются отражением состава их источника. Столь высокие содержания Fe_2O_3^* в долеритах даек вряд ли можно объяснить только высокой степенью частичного плавления обычного источника толеитового состава. Помимо высокого содержания Fe_2O_3^* для долеритов также типичны высокие значения отношения $\text{FeO}^*/\text{Al}_2\text{O}_3$, которые являются существенно выше (при аналогичных содержаниях MgO), чем в экспериментально полученных расплавах, производных “нормальных” мантийных источников (Hanski, Smolkin, 1995). Поэтому, чтобы получить породы с высокими содержаниями Fe_2O_3^* , подразумевая также, что они обнаруживают и изотопно-геохимические характеристики островодужных базальтов, необходимо плавления мантийного источника специфического состава. В качестве такого источника предполагается тугоплавкая литосферная мантия метасоматизированная субдукционными флюидами.

Тектонические следствия

Установленное на основе изотопно-геохимических данных присутствие субдукционного компонента в мантийных источниках магматических образований основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса позволяет предположить субдукцию океанической коры палеопротерозойского океана под Ангара-Анабарский супертеррейн и развитие этого супертеррейна в режиме активной континентальной окраины до момента коллизии Ангара-Анабарского и Алданского супертеррейнов.

В результате субдукции океанической коры палеопротерозойского океана под Ангара-Анабарский супертеррейн литосферная мантия, в том числе и тугоплавкая ее часть, могла быть метасоматизирована субдукционными флюидами. В результате этой переработки литосферная мантия была обогащена Th и LREE. Как отмечалось выше после завершения коллизионных процессов (~1.90 – 1.88 млрд. лет) на всей южной части Сибирского кратона начался коллапс коллизионной системы и широко проявился магматизм, связанный с постколлизионным растяжением.

Изотопно-геохимические особенности магматических образований основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса хорошо объясняются их формированием в обстановке постколлизионного растяжения на стадии коллапса коллизионной системы, после завершения процессов субдукции океанической коры под архейский Ангара-Анабарский супертеррейн. На начальных стадиях постколлизионного растяжения происходило плавление литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами, и формирование родоначальных расплавов для базальтоидов малокошинской свиты, а на завершающих стадиях формирования Северо-Байкальского пояса в условиях максимального растяжения коры имел место подъем расплавов, обогащенных железом, которые явились источником для долеритов даек.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ведущих научных школ (НШ-3082.2008.5) и грантов Российского фонда фундаментальных исследований (№№ 08-05-00245, 08-05-98070, 09-05-01005)

ЛИТЕРАТУРА

- Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Соотношение вулканизма и метаморфизма в Северо-Западном Прибайкалье // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в образовании полезных ископаемых. Улан-Удэ. 1979. С. 52—53.
- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука. 1973. 138 с.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253—279.
- Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВазле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирилова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452—479.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Доклады АН. Т. 392. № 4. 2003. С. 506—511.

- Мац В.Д., Бухаров А.А., Егорова О.П. Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса // Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы. Вып. 1. Иркутск, Восточно-Сибирское книжное издательство. 1968. С. 116—139.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 139—164.
- Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3—21.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.:Недра. 1964. Т. 1. 511 с.
- Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49 (4). С. 335—356.
- Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Строение и формации Северо-Байкальского вулканического пояса // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука. 1982. С. 95—101.
- Срывцев Н.А., Зубков В.С. Геохимические особенности рифейской латитовой серии (Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс) // Геохимия. 1983. № 2. С. 245—251.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 501—526.
- Condie K.C. Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // Precambrian Res. 1997. v. 81. P. 3—14.
- Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Res. 2008. v. 162. P. 403—423.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., Leeman, W.P. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States / Eds. K.G. Cox, M.A. Menzies // Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences // J. Petrology Spec. 1988. P. 331—349.
- Hanski, E.J., Smolkin, V.F. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula Russia // Lithos. v. 34. 1995. P. 107—125.
- Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous, Ontario Department of Mines. 1976. 22 p.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol (Special Lithosphere Issue). 1988. P. 415—445.

РАСЧЕТ ЗНАЧЕНИЙ ΔG $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$ ПРИ 200-500 °С И 50-150 МПа ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Конышев А. А., Аксюк А. М.

ИЭМ РАН, Черноголовка, konyshev@iem.ac.ru, akkinak@rambler.ru

Фтор - один из распространенных компонентов природных магматических и гидротермальных флюидов. Наиболее высокие концентрации фтора характерны для редкометальных месторождений, где они могут достигать 2 моль/кг H_2O во флюидах, связанных с формированием Li-F гранитов (Аксюк, 2002). Фторсодержащие растворы играют особенно заметную роль в переносе кремнезема и формировании кварцевых жил и околосильных метасоматитов на грейзеновых и редкометальных пегматитовых месторождениях. В отличие от чисто водной системы, растворимость кварца в растворах HF количественно охарактеризована слабо. Более высокую растворимость кварца во фторсодержащем водном флюиде по сравнению с чистой водой объясняют образованием в растворе фторсодержащих комплексов кремнезема. К сожалению на данный момент, достоверно не известна форма переноса кремния в этой системе.

В данной работе обсуждаются результаты расчёта ΔG на основе экспериментальных данных, для частицы $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$, которая как предполагается – является основной формой нахождения кремнезёма в растворе при условиях эксперимента.

Техника и методика эксперимента

Эксперименты проводились экспериментально при 200-600°C и давлениях 50-150 МПа в автоклавных печах с автоматической регулировкой температуры и заданием требуемого давления в автоклаве путем заполнения его расчетным количеством воды. Опыты велись в герметичных платиновых ампулах. Растворимость кварца определялась по потере веса монокристалла. В опытах использовались цилиндрики, вырезанные из оптически прозрачного природного кварца из ядра пегматитовой жилы. Исходные концентрации HF в растворах менялись от чистой воды до 2 моль HF на 1 кг воды. Ошибка при задании давления в автоклаве составляла менее 10%. Ошибка измерения температуры +/- 5°C. Ошибка измерения веса кристалла +/- 0,00001 гр.

Табл.1. Коэффициенты для уравнения вида $\log m_{\text{SiO}_2} = n \cdot \log m_{\text{HF}} + b$ для растворимости SiO_2 в системе $\text{HF-H}_2\text{O}$, от - 0,5 $\log m_{\text{HF}}$ и выше

Температура °C	Коэффициенты для уравнения вида $\log m_{\text{SiO}_2} = n \cdot \log m_{\text{HF}} + b$	
	n	b
200	0,970917 (+/- 0,03159)	-0,63654 (+/- 0,02713)
300	1,013725 (+/- 0,00096)	-0,41573 (+/- 0,06166)
400		
500	0,990817 (+/- 0,04836)	-0,34024 (+/- 0,02566)

Табл. 2. Значения свободных энергий Гиббса (КДж/моль) рассчитанные по данным экспериментов, а так же из работ других авторов.

P МПа	Значения $\Delta G \text{ Si(OH)}_3\text{F}$ КДж/моль			
	T °C	По данным автора	Шаповалов и Балашов (1990)	Аксюк и Жуковская (1998)
50	200	-1427,2346		
	300	-1459,3895		
	400	-1494,8114		
100	200	-1425,2122	-1432,5869	-1534,984
	300	-1456,8472		
	400	-1491,1804		
	500	-1529,0911	-1534,1473	
150	200	-1411,0661		
	300	-1454,0289		
	400	-1488,4228		
	500	-1525,8786		

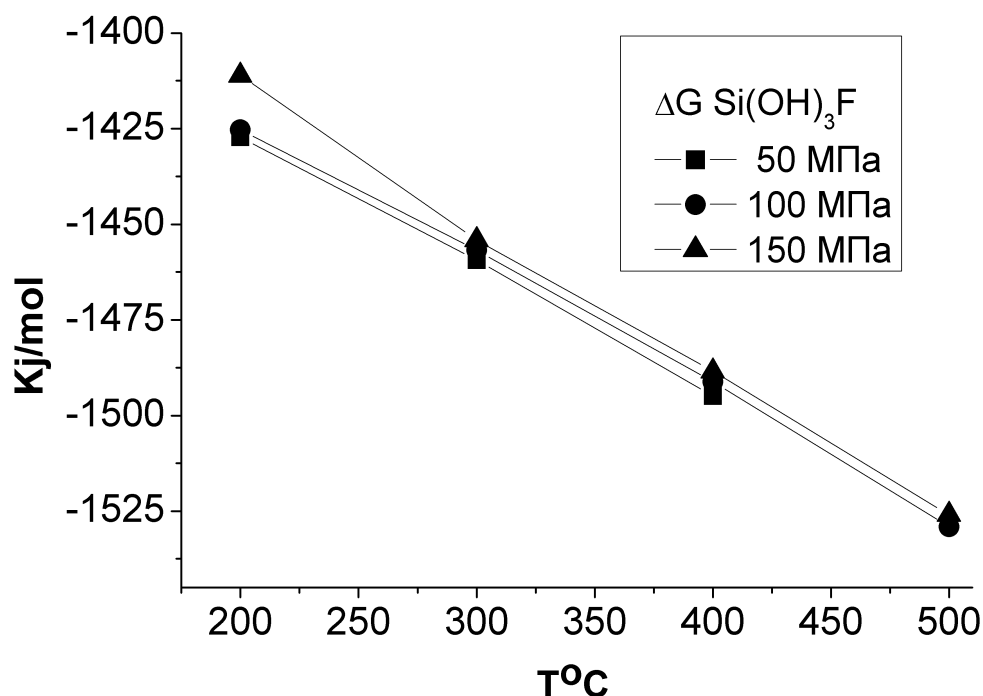


Рис. 1. Зависимость значений $\Delta G \text{ Si(OH)}_3\text{F}$ по экспериментальным данным от температуры и давления

Количество растворившегося кварца определялось по потере веса. Концентрация растворенного кремнезема в растворе после опыта рассчитывалась по соотношению: $m_{\text{Si}}(\text{aq}) = \Delta\text{SiO}_2 / 60,0843 V_{\text{aq}}$, где $m_{\text{SiO}_2}(\text{aq})$ – молярная концентрация Si в растворе, моль/кг H_2O ; ΔSiO_2 – потери массы кристалла кварца, мг; V_{aq} – масса раствора, г. Принималось, что молекулярная масса кремнезема равна 60,0843, плотность разбавленных растворов близка к плотности чистой воды, равной при комнатных условиях 1 г/см^3 . Изменение плотности раствора в ходе опыта не учитывалось. Длительность опытов составляла от трёх до четырёх недель.

Результаты экспериментов и расчёт значений $\Delta G \text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$

Результаты опытов показали, что растворимость кварца в водных растворах с низкой концентрацией HF (до $0,01 \text{ м}$), остаётся на уровне растворимости в чистой воде. Излом изотермы наблюдается свыше $0,01 \text{ м}$, что связано с возрастанием роли кремнезём-гидрофторидных комплексов в этих растворах. С ростом концентрации от $0,1 \text{ м}_{\text{HF}}$ и выше, концентрация HF становится основным фактором вносящим вклад в растворимость SiO_2 . При этих значениях концентрации HF в растворе, кривая растворимости приобретает наклон приблизительно равный 45° .

Поскольку кривая имеет наклон близкий к 45° , то отношение Si/F в предполагаемой частице должно отвечать соотношению 1/1. Исходя из этого, было предположено, что в растворе существует частица близкая по составу к $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$. На которую как на кажущуюся уже указывали другие авторы (Шаповалов, 1990), (Аксюк, 1998).

Сходимость с наклоном в 45° показывают кривые растворимости при от $-0,5 \log m_{\text{HF}}$ и выше, и описываются выражением вида

$$\log m_{\text{SiO}_2} = n \cdot \log m_{\text{HF}} + b$$

Где величина n отражает соотношение числа атомов кремния и фтора в кремнезём - гидрофторидном комплексе (табл. 1)

Из учёта того, что растворимость кварца и других форм кремнезёма в воде ниже 600°C и $600\text{--}800 \text{ МПа}$ идёт с образованием, главным образом, нейтральных молекул ортокремниевой кислоты (Zotov, 2000, 2002):

Реакции растворения кварца во фторсодержащих водных растворах с образованием частицы $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$ были записаны следующим образом:

1. $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$
2. $\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{HF} = \text{Si}(\text{OH})_3\text{F} + \text{H}_2\text{O}$

Константы равновесия для реакций равны:

$$K_1 = [\text{H}_4\text{SiO}_4]$$

$$K_2 = [\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}] / [\text{H}_4\text{SiO}_4] \cdot [\text{HF}]$$

Значения ΔG для частиц были взяты из базы данных Uniterm и программы HGK (Haar, 1984). В результате расчётов, были получены значения свободной энергии Гиббса для частицы $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$. (Табл. 2)

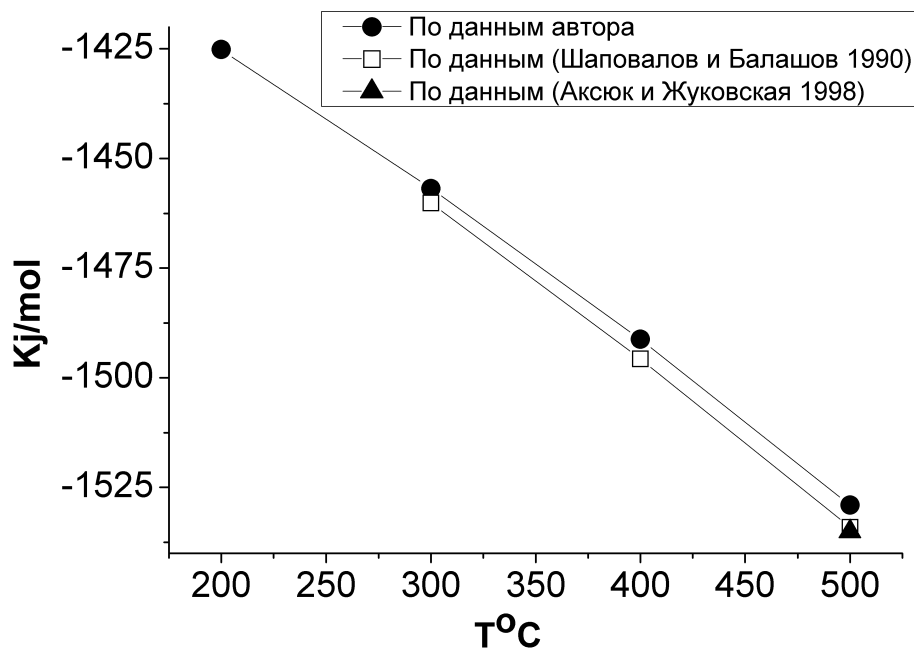


Рис. 2. Зависимость значений $\Delta G \text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$ от температуры при постоянном давлении в 100 МПа По данным авторов, а так же по данным других исследователей.

На рисунке 1 видно, что ΔG предполагаемой частицы $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$ имеет слабую положительную зависимость от давления и резко отрицательную от температуры.

На рисунке 2 представлено сравнение значений ΔG предполагаемой частицы $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$ с точками совпадающими по параметрам опыта с данными других исследователей. Значения ΔG по данным (Шаповалов, 1990) взяты из их работы, а точка по данным (Аксюк, 1998) рассчитана нами по той же методике, что и собственные данные.

Обсуждение результатов расчётов

Результаты опытов показали, что растворимость кварца в водных растворах с концентрацией HF выше 0.01 м, связана с образованием в растворе частицы имеющей отношение Si к F близким к 1, что даёт право предположить в качестве таковой $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$.

ΔG предполагаемой частицы $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$ имеет слабую положительную зависимость от давления и резко отрицательную от температуры.

Наши расчётные данные по значениям ΔG $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$ согласуются с данными других авторов.

Работа поддержана грантами РФФИ №06-05-64980 и НШ-7650.2006.05

ЛИТЕРАТУРА

- Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. 2002. Т. 10. № 6. С. 630-644.
- Аксюк А.М., Жуковская Т.Н. Растворимость кварца в водных растворах фтористоводородной кислоты при температурах 500-1000°C и давлениях 100-500 МПа // ДАН. 1998. 301. № 2. С. 244-247.
- Haar L., Gallagher J.S., Kell G.S. NBC/NRC Steam Tables. Hemisphere Publ. Co. 1984.
- Shapovalov Yu.B., Balashov V.N. Quartz solubility in hydrofluoric acid solutions at temperatures between 300 and 600°C and 1000 bar pressure // Experiment-89. Informative volume. 1990. М.: Nauka. P. 72-74.
- Zotov N. and Keppler H. In-situ raman spectra of dissolved silica species in aqueous fluids to 900°C and 14 kbar. American mineralogist, 2000. vol. 85. P. 600-604.
- Zotov N. and Keppler H. Silica speciation in aqueous fluids at high pressures and high temperatures. /Chemical geology. 2000. №184. P. 71-82.

КЛИМОВСКОЕ КОРУНДОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ: НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Корпечков Д. И.

ИГЕМ РАН, Москва, korpechkov@yandex.ru

В Северной Карелии, в пределах Беломорского подвижного пояса, в настоящий момент известно большое количество корундовых проявлений, многие из которых достаточно хорошо изучены (Лебедев и др., 1974; Терехов, Левицкий, 1991; Серебряков и др., 2002; Серебряков, 2004 и другие). Большинство корундовых проявлений – Хит-остров, Дядина гора, Варацкое, Высота 128, Плотина, Кулежда, Перуселька – приурочено к области развития пород чупинской «толщи», или Чупинского тектонического покрова, в современной трактовке. Все корундосодержащие породы чупинской «толщи», согласно данным Н.С. Серебрякова (Серебряков, 2004), имеют метасоматический генезис. В зависимости от субстрата выделяются апогнейсовый тип метасоматитов (субстрат – высокоглиноземистые гнейсы чупинской «толщи») и апобазитовый тип (субстрат – метаморфизованные породы комплекса лерцолит-габброноритов или базиты неясного генезиса). При образовании обоих типов метасоматитов происходит существенный вынос из породы кремнезема, причем апогнейсовые метасоматиты возникали при повышенной активности Na и Ca , а апобазитовые – K и Mg (Серебряков, 2004). На некоторых корундовых проявлениях встречаются метасоматиты обоих типов. В меньшей степени изучено Нотозерское корундовое проявление, приуроченное к зоне сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона (Терехов, Левицкий, 1991).

Климовское корундовое проявление находится, наоборот, в более восточной части Беломорского подвижного пояса, в области развития пород хетоламбинской «толщи». Несмотря на то, что проявление известно уже как минимум 10 лет и является объектом студенческих практик РГГРУ (МГРИ), оно, насколько известно автору, нигде в литературе пока не описывалось. Целью настоящей заметки является компенсация этого пробела, по крайней мере, в области геологии и петрографии проявления. Приводимые данные носят пока предварительный характер, так как исследование этого интересного объекта продолжается.

Климовское корундовое проявление находится приблизительно в 7 км юго-восточнее пос. Чкаловский на берегу р. Кереть в пределах одноименного месторождения керамического пегматита. Зона метасоматитов достаточно хорошо вскрыта при разработке пегматитового тела и может быть изучена на материале отвалов и

в стенках карьера (в настоящий момент, в связи с прекращением разработки, значительная часть карьера затоплена). За пределами вскрытой части зона метасоматического изменения обнажается лишь в единичных выходах, поэтому точные размеры ее установить пока не удалось. Можно только констатировать, что размеры эти значительны, не менее первых сотен метров в крест простирания и нескольких сотен метров по простиранию зоны.

Субстратом для образования корундсодержащих метасоматитов послужили достаточно меланократовые амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Высокая меланократовость, а также некоторые текстурно-структурные особенности отличают эти породы от широко распространенных в хеталамбинской «свите» архейских амфиболитов и сближают их с продуктами изменения основных пород комплекса лерцолит-габброноритов (Степанов, 1981), что позволяет предполагать (хотя и не вполне надежно), что мы имеем дело здесь с достаточно крупным телом сильно измененных протерозойских основных пород.

По-видимому, наиболее ранними метасоматическими породами на проявлении являются кианитизированные амфиболиты. Это достаточно крупнозернистые породы, состоящие преимущественно из амфибола и кианита, часто содержащие также гранат и плагиоклаз. Кианит, в том случае, если он развивается без плагиоклаза, обычно достаточно интенсивно окрашен в синий цвет, в ассоциации с плагиоклазом он обычно имеет нежно-голубую окраску. Развитие кианита, одного или вместе с плагиоклазом, происходит в виде пятен и тонких прожилков среди массы амфибола. В том случае, если развитие кианита сопровождается развитием плагиоклаза, порода сильно лейкократируется. Гранат в кианитизированных амфиболитах имеет малиновую окраску, в отличие от буровато-красного граната неизмененных амфиболитов.

Образование основной массы корунда связано именно с этой стадией метасоматического изменения амфиболитов. Характерно, что в отличие от известных корундовых проявлений, где наиболее ранние генерации корунда развиваются в виде корунд-плагиоклазовых симплектитов – псевдоморфоз по кианиту, на Климовском проявлении такие корунд-плагиоклазовые симплектиты пока не обнаружены – корунд развивается сразу в виде обособленных зерен неправильной формы (рис. 1) размером до одного сантиметра. Цвет корунда зависит от парагенезиса: в том случае, если развитие корунда сопровождается развитием плагиоклаза, корунд имеет относительно слабую, фиолетово-розовую, «кисельную» окраску, в случае же бесплагиоклазовых парагенезисов окраска корунда обычно более насыщенная, ярко-красная, «рубиновая».

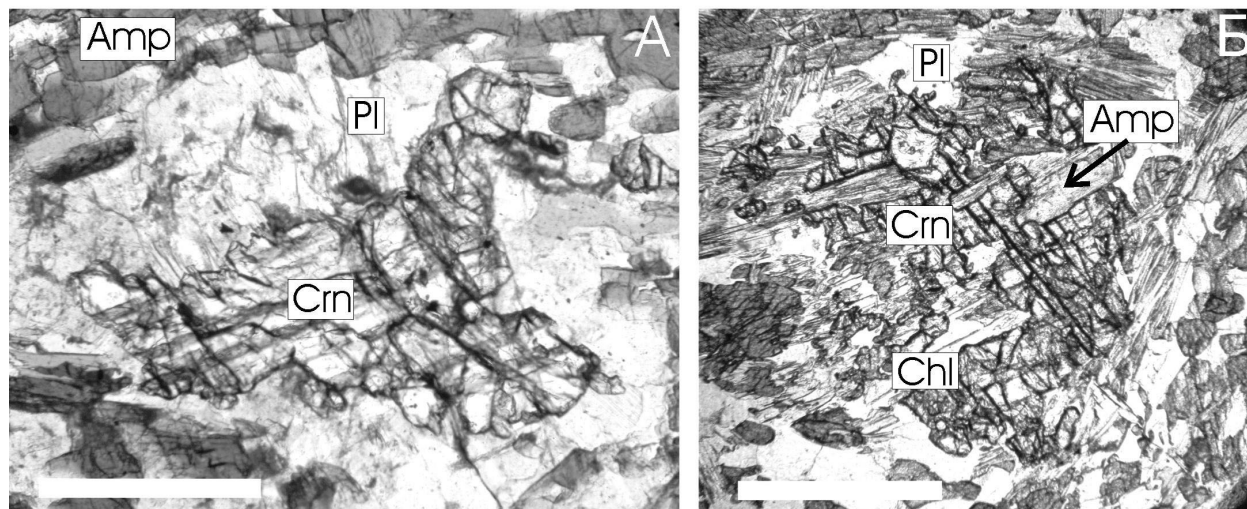


Рис. 1. Выделения корунда среди зерен плагиоклаза (А) (обр. 283-3) и в агрегате амфибола и хлорита (Б) (обр. 280-1). При одном никеле. Crn – корунд, Pl – плагиоклаз, Amp – амфибол, Chl – хлорит. Длина белой масштабной полоски на фотографии – 1 мм.

Следующий этап метасоматоза связан с биотитизацией. Этот процесс обычно сопровождается также общей лейкократизацией породы с растворением темноцветных минералов и обогащением породы плагиоклазом. Биотитизация может развиваться как по неизмененным амфиболитам, так и по кианитизированным, в том числе корундсодержащим, амфиболитам. При этом часто в породе, наряду с кианитом и корундом, появляется небольшое количество ставролита, который обычно образует сростания с кианитом и, вероятно, замещает его.

По-видимому, несколько более поздним по времени является процесс замещения плагиоклаза всех более ранних разновидностей пород тонкозернистым агрегатом мусковита. Этот процесс очень широко развит на Климовском корундовом проявлении и затрагивает не только сравнительно редкие кианит- и

корундсодержащие амфиболиты и их биотитизированные разности, но и обширные поля распространения собственно амфиболитов. При этом амфиболиты приобретают характерные линзовидные и линзовидно-полосчатые текстуры. Плаггиоклаз замещается непрозрачным тонкозернистым агрегатом, окрашенным в различные, достаточно яркие цвета. Наиболее часто встречается фиолетовая окраска замещающего агрегата. Долгое время эти фиолетовые продукты изменения плаггиоклаза принимались за скаполит, однако ни оптические методы, ни дифрактометрия скаполит в образцах не выявили: на дифрактограмме (рис. 2) отчетливо видны пики мусковита, который, судя по наблюдениям в шлифах и интенсивности пиков, составляет основную массу псевдоморфоз, и кислого плаггиоклаза, имеющего подчиненное значение. Чем вызвана яркая фиолетовая окраска псевдоморфоз, осталось неясным. Несколько реже встречается зеленоватая (в этом случае методами дифрактометрии, кроме мусковита и альбита, устанавливаются также хлорит, кальцит и амфибол) или буровато-красная окраска (оптически, кроме мусковита, устанавливается клиноцоизит) апоплаггиоклазового агрегата.

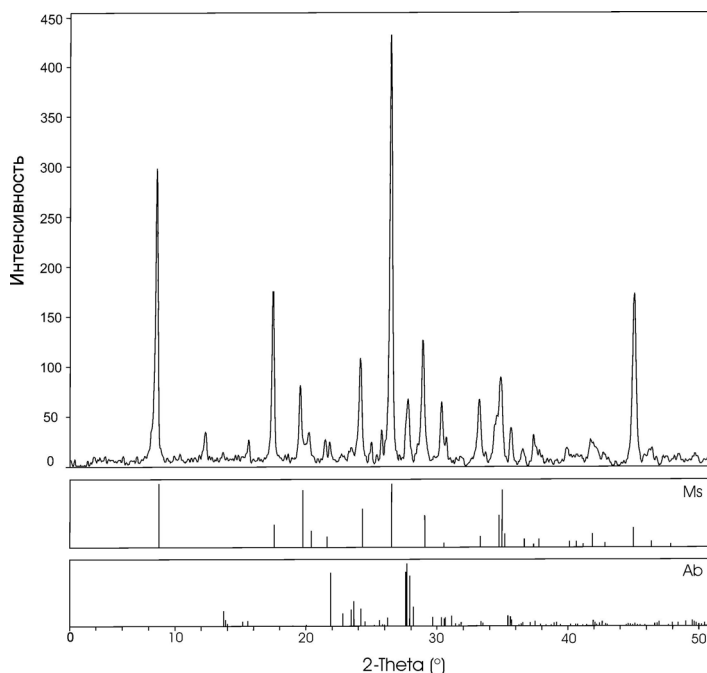


Рис. 2. Дифрактограмма фиолетовых продуктов изменения плаггиоклаза (обр. 392-ф) (аналитик Л.А. Левицкая, ИГЕМ РАН). Внизу рисунка приведены эталонные дифрактограммы мусковита (Ms) и альбита (Ab).

В случае, когда процесс мусковитизации затрагивает кианит- и корундсодержащие лейкокрастизированные породы, часто, наряду с бесцветной слюдой, образуется ярко-зеленый слюдоподобный минерал, вероятно, фуксит. Зерна корунда в ассоциации с фукситом приобретают густой ярко-красный цвет. Иногда при этом процессе образуются отдельные зерна и небольшие скопления черного турмалина. По-видимому, на этой же стадии происходит образование хлорита за счет биотита или амфибола более ранних парагенезисов.

Завершаются метасоматические процессы на Климовском корундовом проявлении образованием поздних метасоматитов и гидротермальных жил, сложенных игольчатым зеленым амфиболом (актинолит?), эпидотом, клинопироксеном, карбонатами. Развитие этих парагенезисов имеет ограниченный характер. В гидротермальных жилах, наряду с карбонатами, большую роль играют цеолиты.

Даже опираясь только на указанные геолого-петрографические наблюдения, без привлечения данных по составам пород и минералов, можно сделать некоторые генетические выводы (которые, конечно, будут скорректированы при дальнейшем изучении проявления). В целом, можно констатировать сходство Климовского корундового проявления с апобазитовыми корундовыми проявлениями, локализованными в пределах чупинской «свиты» (Дядина гора, Варацкое и другие) и по геологическому положению (приуроченность к зонам смятия), и по минеральному составу (ассоциация корунда с кианитом, ставролитом и т.д.). В то же время, наблюдается и ряд отличий. Так, образование корунда в апобазитовых проявлениях чупинской «толщи» сопровождается, кроме выноса кремнезема, также выносом из породы кальция и, по-видимому, железа, и накоплением магния, глинозема, в существенно меньшем объеме и только на позднем этапе – калия (поздняя биотитизация центральных зон проявлений) (Серебряков, 2004). На Климовском же

проявлении накопление глинозема сопровождается общей дебазификацией породы, которая проходит при существенно более высокой, чем на других корундовых проявлениях Карелии, активности калия. Это приводит к интенсивному развитию на проявлении мусковита (часто хромсодержащего) и отсутствию таких высокомагнезиальных минералов, как хегбомит, шпинель, сапфирин, кордиерит, известных на других апобазитовых корундовых проявлениях Северной Карелии. Обращает на себя внимание интенсивное развитие поздних гидротермальных процессов, сравнительно слабо проявленных на других объектах, что, вероятно, указывает на больший температурный интервал образования Климовского проявления.

Отдельным интересным вопросом является связь метасоматического процесса с пегматитовым: является ли она только структурной (и пегматиты, и метасоматизирующие флюиды используют одну и ту же зону проницаемости), или обусловлена генетически? Автор склоняется в пользу второй точки зрения, так как отмеченная на Климовском проявлении связь метасоматитов и жильных образований не уникальна для Карелии. Так, например, близкие по химической направленности метасоматические процессы наблюдаются в контакте известной (Игнатьев, 1936) скаполит-кварцевой жилы р. Важенки.

Не совсем ясны на Климовском проявлении и временные взаимоотношения пегматита и метасоматитов: с одной стороны, пегматит вроде бы имеет секущее положение по отношению к метасоматитам и может рассматриваться как более позднее тело, с другой стороны, на отдельных участках пегматита в небольшой степени также проявлены поздние процессы, близкие по химической направленности к тем, что происходят во вмещающих породах.

Следует отметить, что исследование Климовского корундового проявления имеет не только сугубо научный интерес: в литературе появляются данные о возможной связи с метасоматитами Климовского участка проявлений и даже месторождений цветных (Ni, Cu) и благородных (Au, Pd, Pt) металлов (Петров и др., 2007). Кроме того, некоторые разновидности метасоматитов могут рассматриваться как поделочный камень (метасоматиты с фиолетовыми продуктами изменения плагиоклаза, кианитизированные амфиболиты, породы, обогащенные фукситом) и коллекционный материал (корундсодержащие породы, цеолитовые прожилки и др.).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 09-05-00193.

ЛИТЕРАТУРА

- Игнатьев Н.А.. Кварцево-скаполитовая жила из окрестностей Пулонгских озер // Известия Ленинградского геологического треста. № 3 (12). 1936. С. 28-35.
- Лебедев В.И., Калмыкова Н.А., Нагайцев Ю.В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы беломорского комплекса // Советская геология. 1974. № 9. С. 78-89.
- Петров О.В., Шевченко С.С., Ахмедов А.М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогенез Северо-Запада России. Материалы всероссийской конференции. Петрозаводск. 2007. С. 292-296.
- Серебряков Н.С., Аристов В.В., Гладышева А.П., Волкова Е.В. Типы корундовой минерализации в породах чупинской толщи беломорского комплекса (Северная Карелия) // Геология и геоэкология: исследования молодых. Материалы XIII молодежной конференции, посв. памяти К.О. Кратца. Апатиты, 2002. Т.1. С. 118-121.
- Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2004. 30 с.
- Степанов В.С. Основы магматизма докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981.
- Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в северо-западном Беломорье // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 3-13.

О ВОЗРАСТЕ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ГОНЖИНСКОЙ СЕРИИ (АМУРСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА): РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Кургузова А.В.

СПГТИ (ТУ), Санкт - Петербург, kurguzova_anna@mail.ru

В настоящее время степень изученности пород докембрийских блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса, в том числе и Амурского супертеррейна, остается низкой. Образования архея и протерозоя на данной территории выделялись, как правило, по соотношениям с толщами палеозоя и основным критерием выделения докембрия была степень метаморфизма и дислоцированности пород, обоснование возраста геологическими методами не давало однозначного решения. В результате выполненных на сегодняшний день систематических геохронологических и изотопно-геохимических исследований выделены

изотопные провинции и намечены основные этапы формирования континентальной коры западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (Коваленко и др., 1996; Козаков и др., 1996; Ярмолук и др., 1997), а также сопредельных частей Сибирского кратона и Джугджуро-Становой складчатой области (Котов и др., 1995; Сальникова и др., 1997; Ларин и др., 2001, 2002). Восточный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса в этом плане изучен пока еще весьма фрагментарно, что значительно затрудняет разработку непротиворечивых геодинамических моделей эволюции континентальной коры этого крупнейшего подвижного пояса. В частности, в настоящее время практически отсутствуют надежные геохронологические и изотопно-геохимические данные, позволяющие выделить изотопные провинции и наметить основные этапы формирования континентальной коры Амурского супертеррейна (микроконтинента), который является одним из главных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Поэтому актуальными являются исследования в направлении решения вопроса о возрасте и источниках метаморфитов гонжинской серии, слагающей Гонжинский блок Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В настоящей работе реконструирован первичный состав метаосадочных пород гонжинской серии с помощью петрохимической классификации А. Н. Неелова (1980), оценен возраст формирования метаосадочных пород гонжинской серии с помощью Sm-Nd изотопных и U-Pb геохронологических исследований, сделаны выводы о возрастных границах формирования пород гонжинской серии.

Реконструкция первичного состава

Первичный состав гнейсов и амфиболитов гонжинской серии был реконструирован с помощью петрохимической классификации А. Н. Неелова (1980). Точки, соответствующие коэффициентам, рассчитанным для пород гонжинской серии, были нанесены на петрохимическую сетку А.Н. Неелова в координатах ab .

В соответствии с петрохимической классификацией А.Н. Неелова протолитами для гнейсов послужили полимиктовые алевролиты, граувакковые алевролиты (и/или пелит-алевролитовые аргиллиты, глиноземистые граувакки и карбонатистые (железистые) алевролиты), алевропелитовые аргиллиты (одна точка), карбонатные (одна точка) и пелитовые аргиллиты (две точки). Протолитами для амфиболитов гонжинской серии, в соответствии с классификацией А.Н. Неелова, могли быть граувакковые алевролиты (и/или пелит-алевролитовые аргиллиты, туффиты основного состава, глиноземистые граувакки и карбонатистые (железистые) алевролиты, одна точка), алевропелитовые аргиллиты (одна точка), карбонатистые (железистые) алевропелитовые аргиллиты (одна точка), карбонатные пелитовые аргиллиты, умеренноглиноземистые мергели (одна точка).

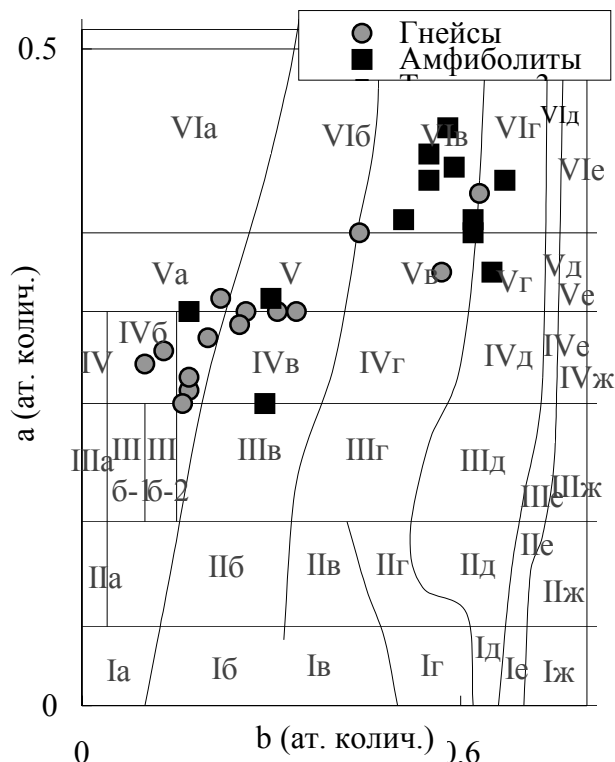


Рис.1 Классификационная диаграмма $a-b$ (Неелов, 1980) для метаосадочных пород

Sm-Nd изотопная систематика метаосадочных пород гонжинской серии

Изотопный состав Sm и Nd был определен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton-TI в статическом режиме (ИГГД РАН). Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород гонжинской серии приведены в таблице 1. Они характеризуются значением модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ в пределах 1,1-1,2 млрд. лет. Это свидетельствует о том, что метаосадочные породы гонжинской серии имеют возраст не древнее 1.1 млрд. лет. Иными словами, накопление протолитов метаосадочных пород этой серии трудно соотносить с раннепротерозойским этапом геологического развития Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, как это принято в существующих стратиграфических схемах.

Табл. 1. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород гонжинской серии

№ п/п	№ обр.	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\delta$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млн. лет	Название породы
1	K-1021-3	3,62	18,89	0,1159	0,512438±9	-3,9	-2,7	1111	Биотитовый гнейс
2	K-1022	6,75	34,92	0,1168	0,512376±4	-5,1	-3,9	1218	Биотитовый гнейс
3	K-1023-1	6,62	33,39	0,1199	0,512376±4	-5,1	-3,9	1258	Биотитовый гнейс
4	K-1026	4,61	23,98	0,1162	0,512459±6	-3,5	-2,3	1081	Биотитовый гнейс
5	K-1027	5,34	27,85	0,1158	0,512443±4	-3,8	-2,6	1102	Биотитовый гнейс
6	K-1028	6,03	31,35	0,1162	0,512436±4	-3,9	-2,7	1117	Биотитовый гнейс
7	K-1029	8,13	42,35	0,1160	0,512410±9	-4,4	-3,2	1155	Биотитовый гнейс

U-Pb геохронологические исследования гранитоидов Чаловского массива

Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом или динамическом режиме (ИГГД РАН). Геохронологические исследования проведены для трех микронавесок (9-50 идиоморфных прозрачных зерен) циркона из фракции >100 мкм и 50-85 мкм (№ 1–3, таблица), причем циркон из фракции >100 мкм был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке (Krogh, (1982)). Точки изотопного состава циркона образуют дискордию (рис.1), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 127 ± 17 млн. лет, а нижнее практически отвечает нулю ($СКВО=0.006$). В качестве наиболее точной оценки возраста изученного циркона была принята средняя величина возраста ($^{207}Pb/^{206}Pb$), равная 131 ± 6 млн. лет.

Табл. 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов Чаловского комплекса (проба K-1020)

№ п/п	Размер фракции и (мкм) и ее характеристика	U/Pb*	Изотопные отношения						Возраст, млн. лет	
			$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb_a$	$^{208}Pb/^{206}Pb_a$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	>100, 9 зерен, А 20%	58.0	623	0.0487±4	0.0857±1	0.1184±11	0.0176±1	114±1	113±1	132±20
2	50-85, 50 зерен	48.2	1068	0.0487±2	0.2832±1	0.1199±6	0.0179±1	115±1	114±1	132±9
3	>100, 30 зерен, А 30%	47.6	525	0.0482±2	0.1579±1	0.1253±6	0.0187±1	120±1	119±1	133±10

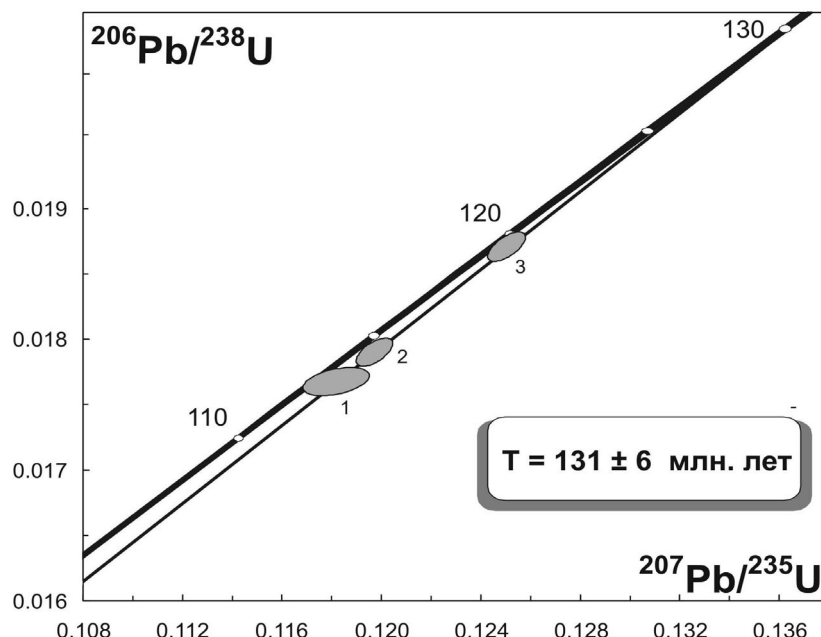


Рис. 2 Диаграмма с конкордией для цирконов из гранита чаловского комплекса (проба К-1020)

В ходе выполненных исследований получены новые данные о возрасте метаморфических пород гонжинской серии Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также определен возраст чаловского гранитоидного комплекса. Полученные результаты:

1. Протолитами гнейсов гонжинской серии послужили преимущественно субщелочные, умереннощелочные и каликатровые алевролиты, а амфиболитов - малощелочные, умереннощелочные калий – натровые и натровые пелитовые аргиллиты.

2. Метаосадочные породы гонжинской серии имеют возраст не древнее 1.1 млрд. Другими словами, их формирование связано не с раннепротерозойским, как это предполагалось ранее, а с более поздними этапами геологического развития Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса.

3. Возраст гранитов Чаловского массива составляет 131 ± 6 млн. лет. Таким образом, не вызывает сомнений, что его формирование связано не с протерозойским, как это считалось ранее, а с мезозойским этапом геологического развития северной части Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопные провинции земной коры Центральной Азии // Доклады Академии наук. 1996. Т. 348. № 2. С. 220-222.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Миллер А.Б., Глебовицкий В.А. Два типа проявления тектоно-метаморфических циклов во времени // Региональная геология и металлогения. 1996. № 6. С. 23-36.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Богомоллова Л.М., Смелов А.П. О возрастных границах формирования ранних надвиговых структур восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 209-212.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 417-432.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 395-399.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 126 с.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской-гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 3-12.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18-32.
- Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V.46. P. 637-649.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МЕЙМЕЧИТ-ПИКРИТОВОГО КОМПЛЕКСА СИХОТЭ-АЛИНЯ

Лотина Т. А.

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, venera.2000@mail.ru

Меймечит - пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня к настоящему времени изучен детально с точки зрения геологии, петрологии, рудоносности и минералогии. Однако геохимические данные отрывочны и не систематизированы, особенно для ассоциирующих с меймечитами комагматов, хотя они являются одним из основных индикаторов природы магматических комплексов. Данный комплекс освещен в ряде работ (Щека, Вржосек, 1983; Щека и др., 2003, 2008). Он приурочен к верхней - юрской кремнисто-глинистой толще и эволюционировал от фонолитов - гавайитов, через щелочные базальты к пикритам и меймечитам. Завершался магматизм формированием трубок взрыва, даек и штоков, своеобразных пегматоидных флогопитовых пикритов, несущих мелкие алмазы. Меймечит - пикритовый комплекс включает ряд пород, от эффузивных фаций до типично интрузивных (дунит-пироксенит-габбро). Типоморфными породами комплекса Сихотэ-Алиня являются пикриты и меймечиты.

Меймечиты состоят на 70 % из крупных (от 5-8 мм) хорошо ограненных кристаллов оливина, которые окружены оторочками серпентина на контактах с основной раскристаллизованной титанавгит-серпентиновой массой, с единичными зернами ликвидусного хромита и являются грубо-порфировой породой.

В пикритах преобладает спутанноволокнистый или микролитовый агрегат титанавгита (до 98%), в слюдистых разностях значительную долю составляют высокотитанистые флогопит и керсутит, появляются циркон, рутил и апатит. Часто содержат густую вкрапленность (6-8%) титаномагнетита, ильменита и отдельные зерна хромита. Породы, как правило, пористые, что вообще характерно для вулканических образований этого комплекса и свидетельствует об интенсивной газонасыщенности пикритовой магмы (Щека и др., 2003).

Среди ассоциирующих с меймечитами и пикритами преобладают меланократовые (11-17% Al_2O_3) базальты, хотя и в Приморье, и на Сахалине появляются калиевые или натровые лейкократовые разности – фонолиты и трахиты.

Базальты и гавайиты - фонолиты представлены, как правило, стекловатыми разностями с ликвидусными апатитом и ильменитом.

Меймечиты и пикриты значимо различаются по содержанию всех главных петрогенных окислов, кроме SiO_2 , хотя фациальные отличия однотипных пород незначительны. Средний химический состав исследованных пород пикрит-меймечитового комплекса представлен в табл., по мере роста лейкократовости пород в ряду меймечит-гавайит возрастает их железистость (19-69%), а также концентрации литофилов (Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, U, Th, Ga) и значительно снижаются содержания сидерофилов (термофилов) (Cr, Ni, Co). Минимальные содержания V характерны для высокомагнезиальных меймечитов, а повышенные наблюдаются в более железистых породах независимо от их лейкократовости.

Геохимически породы меймечит - пикритового комплекса изучены неравномерно, но имеющиеся данные свидетельствуют об их необычности, что заключается в одновременном обогащении вулканитов типичными «тугоплавкими» реститовыми компонентами ультраосновных пород (Cr, Ni) и некогерентными элементами (Rb, Sr, Zr) в количествах, сближающих их с щелочными базальтоидами. Для всех вулканитов характерна обогащенность легкими РЗЭ, количество которых в пикритах, как правило, в 2,5 раза выше, чем в меймечитах.

Распределение летучих элементов (P, Cl, S, B) индивидуально. Минимальные содержания P - в меймечитах, максимальные - в гавайитах. Противоположно поведение B и S, накапливающихся в меймечитах. Аномальными концентрациями литофилов отличаются флюидизированные эксплозивные слюдистые пикриты, что, возможно, связано с насыщенностью их F.

С меймечит-пикритовым магматизмом связан ряд полезных ископаемых, не свойственных другим типам магм. С габбро-гипербазитовыми массивами щелочного ряда связано специфическое титановое оруденение, представленное вкрапленностью и шлирами ильменита (Щека и др., 1968). Также следует отметить, что в Приморье (Щека, 1994), прилежащих районах Китая (Tan Chengren., 1994) и на Сахалине (Бехтольд и др., 1988), как и в Маймеча-Котуйской районе (Vasiliev and Zolotukhin, 1995), в поле развития пород меймечит-пикритового комплекса в россыпях известны находки алмазов.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 09-III-B-08-455.

Табл. 1. Средние составы изученных пород (петрогенные элементы – в мас.%, микроэлементы – в г/т)

Меймечиты (13) ^x				Слюдистые пикриты (6)			Пикриты (4)			Базальты (4)			Гавайиты (2)		
	ср.	min	max	ср.	min	max	ср.	min	max	ср.	min	max	ср.	min	max
SiO ₂	40.08	36.55	42.38	37.48	30.98	43.50	45.34	34.05	50.65	49.81	41.74	56.23	48.50	47.76	49.20
TiO ₂	1.04	0.48	2.09	3.58	2.59	4.71	2.71	2.12	4.04	2.42	1.77	3.38	2.43	2.04	2.82
Al ₂ O ₃	4.27	3.69	5.53	8.08	6.34	10.97	9.62	8.89	11.70	13.77	12.63	15.35	17.41	16.53	18.29
Fe ₂ O ₃	13.14	11.89	14.94	16.01	13.06	19.98	12.01	9.21	13.40	11.82	9.78	14.27	13.78	11.26	16.30
MnO	0.18	0.15	0.22	0.25	0.18	0.34	0.20	0.17	0.26	0.18	0.15	0.21	0.20	0.17	0.22
MgO	28.39	24.81	31.32	15.33	12.77	19.59	9.05	5.93	10.90	6.76	5.25	8.72	3.19	3.01	3.37
CaO	4.61	3.53	6.26	8.99	6.16	10.21	12.54	9.18	15.73	6.34	3.47	12.35	3.24	2.75	3.71
Na ₂ O	0.19	0.11	0.34	0.94	0.61	1.15	2.49	1.85	3.40	2.90	2.16	3.98	4.65	3.75	5.54
K ₂ O	0.14	0.06	0.35	1.99	1.33	3.26	0.40	0.17	0.62	1.35	0.63	2.02	3.37	1.04	5.70
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.22	1.19	0.34	1.85	0.56	0.13	1.58	0.44	0.31	0.62	1.17	0.81	1.53
П.П.П.	7.62	6.35	9.55	5.43	1.53	7.34	5.14	0.90	13.89	4.47	1.80	6.12	1.90	0.71	3.09
Σ	99.78			99.27			100.05			100.24			99.80		
f	18.9			34.5			40.1			46.9			68.6		
B	98	58	160	30	17	40	19	13	25	35	22	59	22	9	34
S	626	160	2280	392	120	760	495	50	1240	497	80	750	70	50	90
Cl	136	70	320	116	70	230	42	40	50	343	50	930	200	60	340
V	125	92	179	325	282	394	291	209	346	271	203	392	238	76	399
Cr	1726	1504	2124	669	495	958	499	52	990	284	202	341	65	24	105
Co	113	83	125	69	66	70	48	37	63	36	32	42	24	13	34
Ba	46	11	135	1143	317	1851	178	36	253	400	26	712	754	288	1221
Rb	8	1	15	86	40	220	8	3	15	54	45	59	121	25	217
Sr	64	24	154	1027	297	1519	909	235	1599	356	242	549	595	222	968
Y	9	3	15	54	22	79	25	18	39	30	28	33	54	53	54
Zr	55	11	117	408	174	618	228	123	469	252	233	269	655	231	1079
Nb	10	2	17	123	35	192	48	14	134	37	30	48	116	31	200
Th	0.9	0.3	2	26	3	59	3	2	8	6	3	9	14	3	24
U	0.5	0.3	1	6	2	11	0.5	0.5	0.5	2	1	2	3	0.3	5
Ni	1500	1119	1909	525	351	919	277	54	603	149	121	169	28	7	48
Cu	81	25	127	90	27	184	165	90	269	84	47	145	28	5	52
Zn	111	80	170	179	136	227	127	78	161	127	99	174	239	231	247
Ga	8	4	12	18	16	22	16	10	24	20	19	21	26	22	30

Примечание: x-число анализов. f – Fe/(Fe-Mg) ат.%

ЛИТЕРАТУРА

- Бехтольд А.Ф., Бирюков В.М., Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф. Новые данные по геологии, петрологии и минералогии мезозойской высокобарической ассоциации Сахалина // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 391-393.
- Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматитов // Вулк. и сейсмол. 1983. № 2. С. 3-15.
- Щека С.А., Вржосек А.А., Чубаров В.М., Житков А.С., Высоцкий С.В. Меймечиты, коматиты, пикриты: номенклатура формации, состав расплавов // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Изд. СО РАН. 2003. Т. 2. С. 219-220.
- Щека С.А., Вржосек А.А., Ноздрачев Е.А., Лотина Т.А. Юрский вулканизм // в кн.: «Триас и юра Сихотэ-Алиня. Книга II» «Вулканогенно-осадочный комплекс, палеобиогеография». Под ред. П.В. Маркевича и Ю.Д. Захарова. Владивосток: Дальнаука. 2008. С. 125-145.
- Щека С.А., Октябрьский Р.А. Петрография и оруденение Ариаднинского габбро-перидотитового массива. – Инф. сб. прим. геол. Упр. 1968. №6. С. 74-80.
- Щека С.А. Приморские алмазы – мифы и реальность // Вестн. ДВО РАН. 1994. №4. С. 33-61.
- Shcheka S.A., Vrzhssek A.A., Vysotskiy S.V. Jurassic meymechite-picrite complex of Primorye, Russia: comparative study with komatiite and Japanese picrite suites // Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism - Khabarovsk: FEB RAS, 2003. P. 184-200.
- Tan Chengren. Analysis of the metallogenic and geological conditions of diamond in the Jiamusi Massif // Heilongjiang geology. 1994. Vol.5.# 2. P. 1-9 (Кит. с англ. резюме.)
- Vasiliev Yu.R. and Zolotukhin V.G. The Maimecha-Kotuy alkaline-ultramafic province of the northern Siberia platform, Russia // Episodes. 1995. Vol. 2 P. 155-164.

РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИЗОТОПНОГО U-Pb ВОЗРАСТА СФЕНА

Нестерова Н. С.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, nesterovan@krc.karelia.ru

Сфен $\text{CaTi}[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH}, \text{F})$, благодаря изоморфному вхождению урана в его кристаллическую решетку, можно использовать в качестве геохронометра (Бибикова и др., 1999). По данным экспериментов температура закрытия изотопной U-Pb системы сфена составляет 400-670°C (Бибикова и др., 1999; Интерпритация..., 2001). Предполагается, что возраст сфена фиксирует либо возраст понижения температуры геологического тела ниже данной отметки (Бибикова и др., 1999), либо возраст вывода его из области высоких температур в область с температурой ниже закрытия изотопной системы сфена.

Наиболее подробно это свойство сфена на Фенноскандинавском щите изучено в пределах центральной части Карельской и Беломорской провинций (КП и БП) коллективом под руководством Бибиковой Е.В. КП и БП сложены преимущественно архейскими образованиями. В архее обе провинции имеют общую историю развития, поэтому вещественный состав пород БП и КП сходен. В начале палеопротерозоя (2,5 - 2,4 млрд. лет) на земную кору БП немаловажное влияние оказали мантийные плюмы. А в период 2,0 – 1,8 млрд. лет БП находилась под влиянием Лапландско-Кольского орогена (Бибикова и др., 1999), который не затронул КП. И вероятно, именно в это время произошла экзугмация архейских и палеопротерозойских среднекоровых пород (Балаганский, 2002). Предполагается, что возраст сфена может зафиксировать возраст вывода пород БП на поверхность, то есть в пределах БП сфен должен иметь более молодой возраст, чем в КП.

Было показано, что в пределах КП и БП сфены имеют контрастные возраста. Подавляющее большинство сфенов в пределах БП имеют палеопротерозойский возраст (не зависимо, из каких пород они отобраны), а Карельской – архейский, (Бибикова и др., 1999; Фугзан и др., 2005; Нестерова, 2008). Таким образом, центральная часть границы между провинциями четко маркируется по изотопному U-Pb возрасту сфенов (рис. 1). С этим согласуются данные по U-Pb геохронологии сфена Финляндии (Juopperi, Vaasjoki, 2001; Rasanen, Nuhma, 2001) и Кольского полуострова (Баянова и др., 2002 и ссылки там), где затрагивается северная часть границы между провинциями (рис. 1).

В данной работе представлены новые данные о возрасте сфенов из южной части провинций (табл. 1, рис. 1). Половина проб была отобрана из пород КП, что позволило существенно увеличить выборку в этом районе и получить более статистически оправданные выводы.

Табл. 1. Данные об изотопном U-Pb возрасте сфенов из пород Беломорской и Карельской провинций (БП и КП) Фенноскандинавского щита

	Номер образца*	место отбора пробы	порода	Возраст, млн. лет		
				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
БП	ЭСБ35/1	р. Кузрека	тоналитогнейс	1724	1803	1895,3±8,1
	Э2913-11	о. Столбиха	эклогит	1839	1844	1850,5±31
	ГК17	оз. Авнеозеро	гранит	1739	1739	1738,2±4,2
	Sh153	оз. Шуя	гранитоид	1751	1744	1747,0±5,0
	ЭШу32/1	оз. Шуя	гнейсогранит	2484	2569	2636,3±1,4
КП	Э2723-1	р-н пос. Идель	тоналитогнейс	2741	2740	2739,3±2,4
	Э2780-1	р-н Табойпорога	гранито-гнейс	2862	2857	2854,0±6,3
	Э2807-3	оз. Большозеро	метаандезит	2687	2655	2673,0±3,0
	Э2802-3	р-н Колонгозеро	гнейсо-гранит	2675	2669	2661,0±3,0
	K21	г. Таловейс	гранит	2524	2587	2636,5±2,0

Примечание: Химическое разложение сфенов и выделение U, Pb выполнялось по методу Т. Кроу (1973). Изотопный состав измерен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре ТРИТОН (ГЕОХИ РАН, Москва). Изотопные возрасты рассчитаны по программе Людвиг (1991). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

* – Образцы из коллекций: K-21, ГК-17 – Кулешевич Л.В., Володичева О.И.; Sh-153 – Сибелева О.С.; Э – Слабунова А.И.

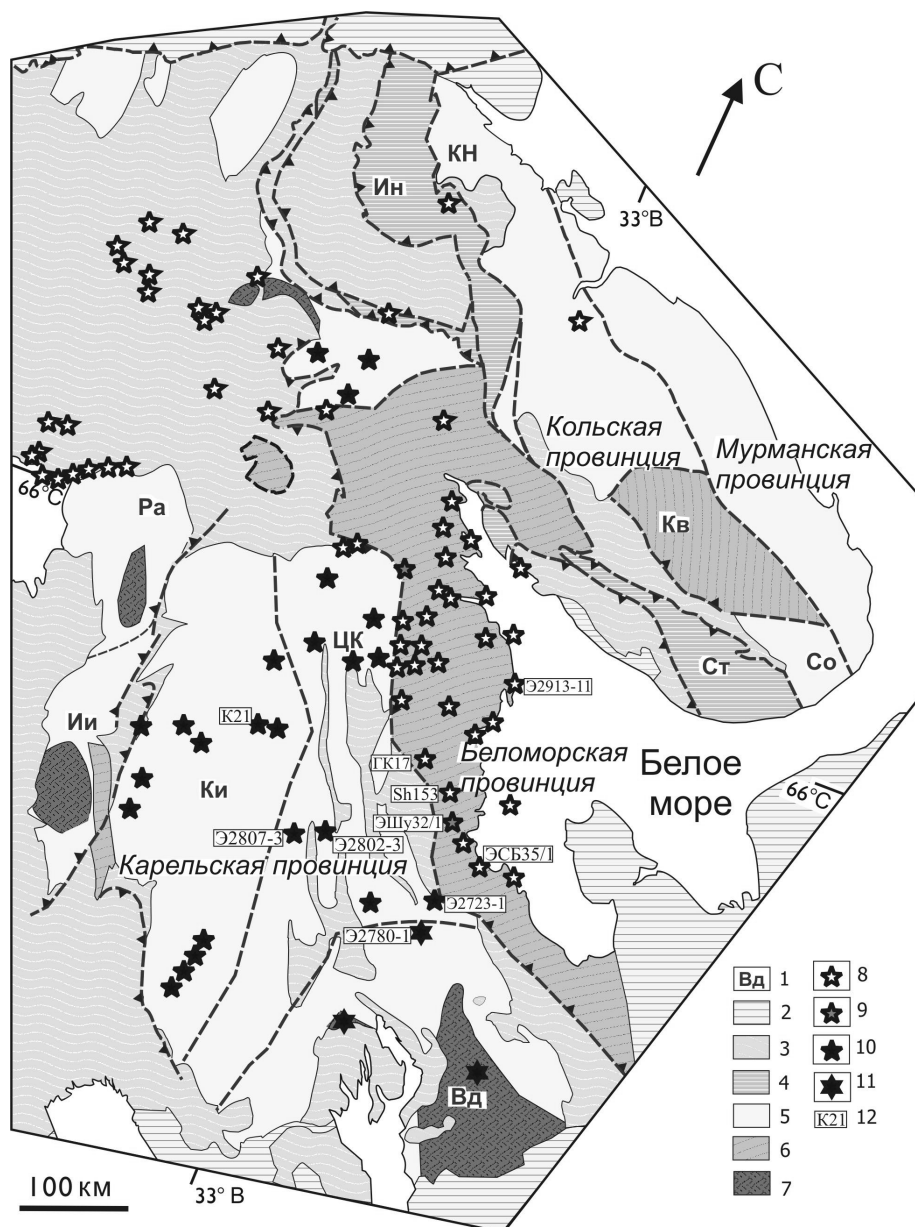


Рис. 1. Места отбора проб датированных сфенов на схеме геологического строения восточной части Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008 с упрощениями)

1 – Наименования террейнов (Слабунов, 2008); 2 – Каледониды, чехол платформы; 3 – Палеопротерозойские комплексы; 4 – Тектоническая смесь неоархейских и палеопротерозойских комплексов; 5 – неоархейские (2,8-2,68 млрд. лет) образования: гранитоиды, зеленокаменные и парагнейсовые комплексы; 6 – мезо- и неоархейские (2,9-2,7 млрд. лет) образования (гранитоиды), переработанные в палеопротерозое; 7 – палео- и мезоархейские (3,5-2,82 млрд. лет) образования: гранитоиды, гнейсы, амфиболиты, зеленокаменные и парагнейсовые комплексы; 8-11 – изотопный U-Pb возраст сфенов (новые данные, по (Бибикова и др., 1999; Фугзан и др., 2005; Нестерова, 2008; Баянова и др., 2002; Juopperi, Vaasjoki, 2001; Rasanen, Nuhma, 2001; и др.): 8 – с возрастом 2,0-1,74 млрд. лет; 9 – сфены с дискордантным возрастом; 10 – с возрастом 2,85-2,65 млрд. лет; 11 – древнее 2,8 млрд. лет; 12 – номера проб (новые данные).

Возраст большинства сфенов в пределах БП варьирует от 1895 до 1738 млн. лет, а в пределах КП 2854 – 2636 млн. лет, что не противоречит уже имеющимся данным.

Таким образом, предположение о том, что изотопный возраст сфенов может быть использован в качестве одного из критериев маркирования границы между БП и КП, подтвердилось в пределах южной и северной частей границы между провинциями.

Помимо этого, стоит обратить внимание на то, что существуют несколько проб сфенов с более древним возрастом, чем остальные (древнее 2,8 млрд. лет). Эти пробы отобраны из пород Водлозерского террейна (рис. 1), Водлозерский терреин входит в состав КП, и вероятно кратонизировался раньше других (Слабунов, 2008 и ссылки там). Поэтому, можно предположить, что изотопный возраст сфенов можно будет использовать и для районирования КП.

Также стоит отметить, что кроме сфенов, подтверждающих предположение о том, что в пределах БП сфены имеют палеопротерозойский возраст, а в пределах КП – архейский, существуют несколько исключений: эти пробы отобраны из пород БП вблизи границы с КП, их возраста по верхнему пересечению с конкордией – архейские. При изучении химического состава одной такой пробы (ЭШу32/1) было выявлено, что по сравнению со сфенами из пород КП и БП сфены из пограничной зоны между провинциями обладают более гетерогенным составом (Нестерова, 2008). Возможно, это связано с тем, что вблизи границы между провинциями либо термальная переработка была недостаточно интенсивной, либо скорость эксгумация пород была достаточно быстрой для того, что бы изотопная система сфенов не успела перестроиться.

Таким образом, в работе показано, что изотопный возраст сфена может быть использован в качестве критерия проведения границы между Карельской и Беломорской провинций в северной, центральной и южной частях. Это связано с тем, что сфены в пределах Карельской провинции имеют архейский возраст (2,85 - 2,65 млрд. лет), а Беломорской – палеопротерозойский (2,0 – 1,74 млрд. лет). Также можно предположить, что с учетом данных о возрасте сфенов в Водлозерском террейне, этот критерий можно будет использовать и для районирования КП.

ЛИТЕРАТУРА

- Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. докт. дисс. Апатиты. 2002. 326 с.
- Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Приложение №3. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН. 2002. 52 с.
- Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и беломорской провинции Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb-исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842-857.
- Интерпретация геохимических данных: учебное пособие. Под ред. Е.В. Складорова. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 288 с.
- Нестерова Н.С. Сфены Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: вариации состава и изотопный возраст // Геология и геоэкология исследования молодых. Материалы XIX российской конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР проф. К.О. Кратца. Апатиты: КНЦ РАН. 2008. С. 47-50.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 320с.
- Фузган М.М., Киризова Т.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Кушкова (Нестерова) Н.С. Граница Беломорский подвижный пояс - Карельский кратон: данные U-Pb изотопного исследования сфенов Южного Беломорья // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы конференции. М.: ГЕОС. 2006. С. 371-373.
- Juopperi H., Vaasjoki M. U-Pb mineral age determinations from Archean rocks in eastern Lapland // Geological Survey of Finland. 2001. Special Paper 33. P. 209-228.
- Rasanen J., Huhma H. U-Pb datings in the Sodankyla schist area, central Finnish Lapland // Geological Survey of Finland. 2001. Special Paper 33. P. 153-188.

ИЗОТОПНЫЕ ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ ИЗ РУДНЫХ И БЕЗРУДНЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛАЯ ПАНА (КОЛЬСКИЙ ПОЛ-ОВ): НОВЫЕ U-Pb ДАННЫЕ

Ниткина Е. А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, nitkina@rambler.ru

Федорово-Панский массив располагается в центральной части Кольского полуострова и является одним из раннепротерозойских расслоенных интрузивов Северного пояса, залегающих на границе между раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами зоны Имандра-Варзуга и архейскими гнейсами фундамента (Загородный, Радченко, 1988). Массив включает в себя с запада на восток Федоровский, Ластьврский, Западно-Панский и Восточно-Панский блоки. Наиболее высокий уровень концентраций благородных металлов установлен в рудах месторождений Федоровское (Федоровский блок массива) и Малая Пана (Западно-Панский блок массива) (Митрофанов, 2005; Mitrofanov et al., 2005; Митрофанов, 2008; Schissel et al., 2002).

Изотопно-геохронологические данные подтверждают геолого-петрологические выводы разведочных работ о длительности и многофазности формирования пород Федорово-Панского массива. На данный момент установлены следующие возрастные этапы формирования массива: 2526 – 2516 млн. лет (Ниткина, 2006) – пироксениты и габбро Федоровской магматической камеры, 2515 – 2518 млн. лет (Ниткина и др., 2007) – платиноносные габбро рифового рудного тела Федоровского месторождения; 2498 – 2496– 2485 млн. лет (Баянова, 2004; Ниткина, 2006) – габбро-нориты и габбро главной фазы магматической камеры Западно-Панского блока и рассеянное Pt-металльное оруденение и относительно богатое Cu-Ni сульфидное оруденение в базальных частях месторождения Малая Пана и Федоровского месторождения; около 2470 млн. лет (Баянова, 2004) – пегматоидные габбро-анортозиты и, вероятно, связанные с их флюидами богатые Pt-металльные руды Нижнего расслоенного горизонта месторождения Малая Пана; около 2450 млн. лет (Баянова, 2004) – анортозитовые инъекции и, возможно, локальные линзовидные скопления богатых Pt-Pd рудопроявлений Верхнего расслоенного горизонта.

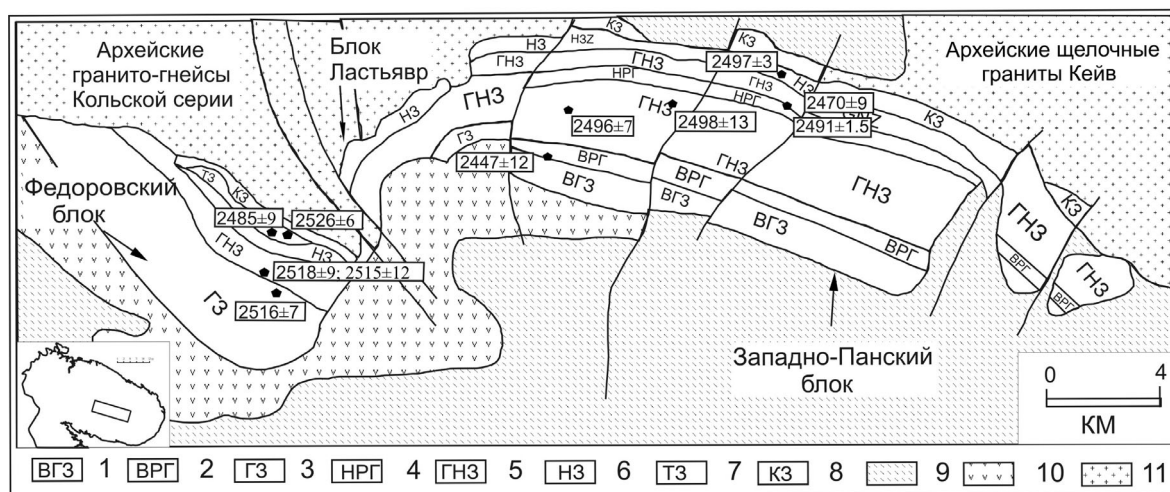


Рис. 1. Геологическая схема строения Западно-Панского блока платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Shissel et al., 2002).

1. Верхняя габброноритовая зона. 2. Верхний расслоенный горизонт. 3. Зона габбро. 4. Нижний расслоенный горизонт. 5. Главная габброноритовая зона. 6. Зона норитов. 7. Такситовая габброноритовая зона. 8. Краевая зона. 9. Ледниковые отложения. 10. Вулканические породы структуры Имандра-Варзуга. 11. Архейские граниты/гнейсы.

Целью данной работы было дополнительное датирование пород Нижнего Расслоенного Горизонта Западно-Панского блока, включающего месторождения Малая Пана. На изотопное U-Pb датирование из обнажений НРГ были отобраны следующие разновидности пород: с участка “Карьер” - рудный габбронорит (Н-08-01), рудное пятнистое габбро (Н-08-02/1), пятнистое габбро (Н-08-02/2); с участка “Марйокский” - рудный лейкогаббронорит (Н-08-08). А также была отобрана проба трахитоидных габброноритов (Н-08-06) центральной габброноритовой зоны Западно-Панского блока.

Из пробы рудного габбронорита (Н-08-01) на изотопное U-Pb датирование было выделено 75 мг концентрата циркона. Четыре популяции циркона были отобраны на U-Pb датирование. Первая точка представлена обломками розового прозрачного не трещиноватого циркона, фракция -0,15 - +0,1 мм; вторая - обломки циркона светлорозовые нетрещиноватые прозрачные, фракция -0,2 мм + 0,15 мм. Для розовых прозрачных обломков призматического циркона из фракции -0,5 - +0,2 мм был применен метод ступенчатого двустадийного растворения, при котором первая порция сливается и анализируется только вторая - это третья точка. Четвертая точка – обломки светложелтого цвета полупрозрачные, размер 0,105 – 0,100 мм. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырём фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2505±5 млн. лет, СКВО=0.93 (рис. 2, табл. 1). Возраст интерпретируется временем кристаллизации рудного габбронорита.

Из пробы (Н-08-02/1) – рудное пятнистое габбро – было сепарировано 74 мг концентрата циркона, из которого на U-Pb датирование вручную было отобрано три популяции циркона: первая - это обломки розового прозрачного не трещиноватого циркона, фракция -0,2 - +0,15 мм.; вторая представлена обломками циркона из фракции -0,5 - +0,2 мм, для которых был применен метод двустадийного растворения, где анализировалась вторая порция растворения розового прозрачного не трещиноватого циркона; третья представляет второй этап двустадийного растворения розовых прозрачных не трещиноватых обломков циркона, фракция -0,2 - +0,15 мм. Изотопный U-Pb возраст этих трёх популяций цирконов равен 2496±8 млн. лет, СКВО=1.2 (рис. 2, табл. 1). Полученный возраст характеризует время кристаллизации рудного пятнистого габбро.

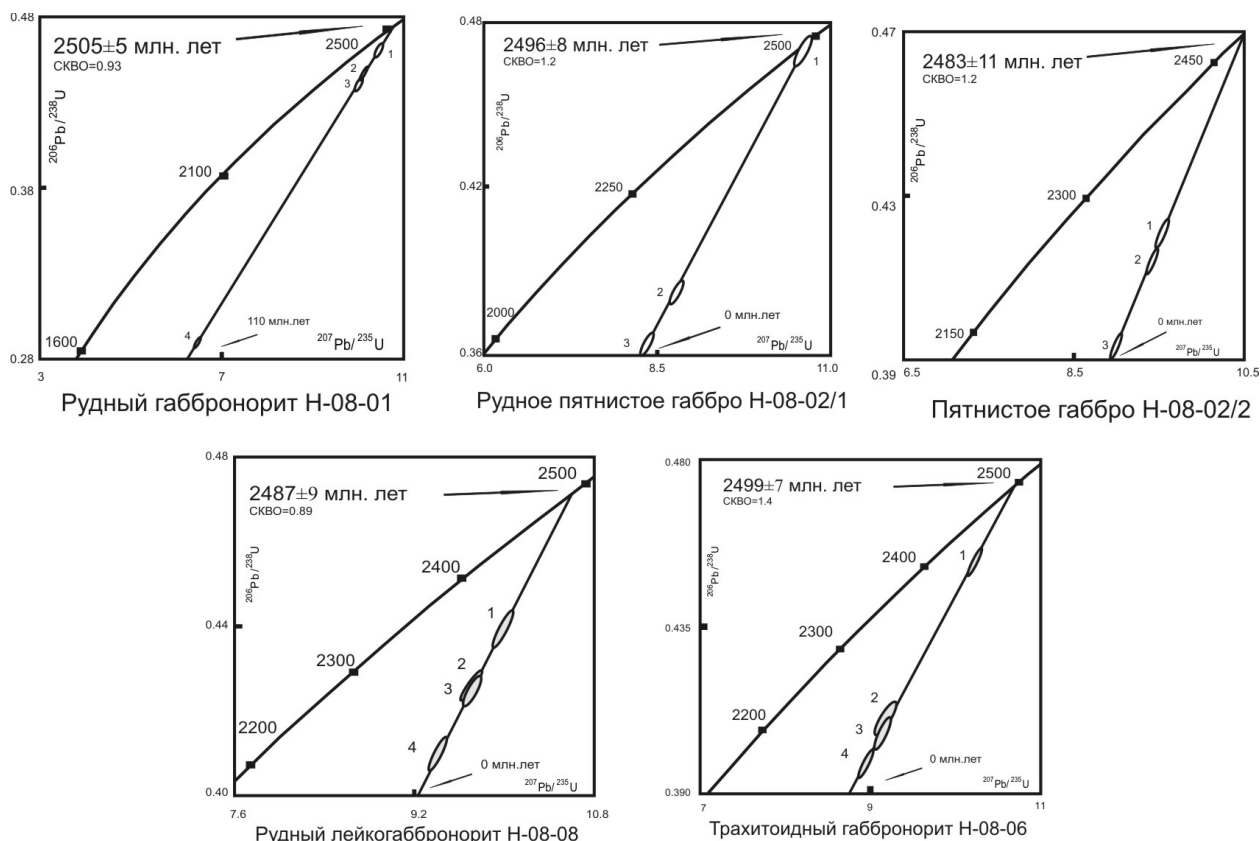


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для циркона из пород НРГ Западно-Панского блока.

В пробе пятнистого габбро (Н-08-02/2) из концентрата циркона весом 14 мг на изотопное U-Pb датирование были отобраны три популяции циркона. Фигуративные точки второй фазы двустадийного растворения розовых обломков циркона трещиноватых полупрозрачных мутных (№ 1), второго этапа двустадийного растворения розовых прозрачных трещиноватых обломков циркона (№2), прозрачных розовато-коричневых обломков циркона (№3) на U-Pb диаграмме (рис. 2, табл. 1) образуют дискордию с верхним пересечением с конкордией, равным 2483±11 млн. лет, СКВО=1.2. Полученный U-Pb возраст для пятнистого габбро интерпретируется временем кристаллизации породы.

При сепарации пробы рудных лейкогабброноритов (Н-08-08) было выделено 39 мг концентрата циркона, из которого на U-Pb датирование было отобрано четыре популяции наименее измененного циркона: первая - светло-розовые обломки циркона прозрачные не трещиноватые фракции -0,5 – +0,125 мм; вторая - вторая стадия двустадийного растворения светло-розовых прозрачных не трещиноватых обломков циркона, фракция -0,125 – +0,1 мм; третья - вторая стадия двустадийного растворения светло-розовых прозрачных не трещиноватых обломков циркона из фракции -0,1 мм; четвертая - вторая стадия двустадийного растворения светло-коричневых слаботрещинчатых прозрачных обломков циркона, фракция -0,5 – +0,125 мм. На изотопной U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2487±10 млн. лет, при СКВО=0.89 (рис. 2, табл. 1). Полученный возраст рассматривается как время кристаллизации рудных лейкогабброноритов.

Из пробы трахитоидного габбронорита (Н-08-06) был выделен концентрат циркона весом 6 мг. Под бинокулярным микроскопом из выделенного концентрата циркона были отобраны четыре популяции циркона: первая соответствует второй фазе двустадийного растворения темно-коричневых обломков циркона; вторая представлена светло-коричневыми прозрачными не трещиноватыми обломками циркона; третья – это светло-розовые не трещиноватые прозрачные обломки циркона; четвертая - коричневые прозрачные слаботрещинчатые обломки циркона. Фигуративные точки представленного циркона на U-Pb диаграмме с конкордией дают возраст 2499±7 млн. лет, СКВО=1.4 (рис. 2, табл. 1). Новый U-Pb возраст по циркону интерпретируется временем кристаллизации безрудных пойкилитовых габброноритов.

Табл.1. Изотопные U-Pb данные для циркона пород месторождения Малая Пана.

№	Навес ка, мг	Содержание ppm		Изотопный состав свинца			Изотопные отношения и возраст, млн. лет ¹			Rho ²
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
		H-08-01								
1	0.2	40.0	60.6	302	4.8482	2.6524	10.4542	0.46023	2505	0.75
2	1.2	87.7	159.8	43705	6.0765	3.8137	10.1151	0.44656	2500	0.89
3	1.5	48.4	87.9	1526	5.7769	3.7648	10.0088	0.44027	2506	0.75
4	0.2	15.0	41.6	2087	5.9528	3.6596	6.4474	0.28873	2476	0.87
		H-08-02/1								
1	0.4	34.1	53.0	433	5.1833	2.9226	10.6097	0.46947	2496	0.76
2	0.8	24.4	51.6	1186	5.6284	4.0297	8.7755	0.38086	2529	0.86
3	1.1	31.0	71.5	29278	5.9648	4.4408	8.3428	0.36184	2530	0.93
		H-08-02/2								
1	1.6	34.2	63.4	13424	6.0387	3.1052	9.5405	0.42021	2504	0.87
2	1.7	43.6	82.8	10355	6.0037	3.2184	9.4295	0.41359	2511	0.92
3	0.5	55.48	110.6	1716	5.7595	3.4400	8.9893	0.39198	2521	0.90
		H-08-08								
1	1.6	110.2	187.8	1747	5.8206	2.7431	9.9802	0.43970	2504	0.90
2	1.1	51.6	95.1	5058	5.9439	3.2190	9.7077	0.42475	2515	0.86
3	1.2	38.3	66.9	872	5.5709	2.8221	9.7010	0.42612	2509	0.90
4	1.3	44.2	84.1	2446	5.8306	3.2230	9.4016	0.40981	2522	0.89
		H-08-06								
1	0.3	61.4	116.3	622	5.4326	7.1122	10.2206	0.45236	2496	0.91
2	0.3	404.4	607.7	207	4.4817	1.8998	9.1726	0.41002	2479	0.83
3	0.3	231.9	415.5	950	5.6678	2.5360	9.1357	0.40598	2489	0.87
4	0.4	199.0	355.0	1221	5.7721	2.2590	8.9327	0.39759	2487	0.87

Примечание: ¹ Коррекция на примесь обыкновенного свинца произведена на возраст по модели [9]. ²

Rho – коэффициент корреляции по осям.

В результате проведенного изотопного U-Pb датирования циркона из пород месторождения Малая Пана получены новые возраста рудных пород – габбронорита, пятнистого габбро и лейкогаббронорита – подтверждающие возраста образования пород, вмещающих рассеянное Pt-металльное оруденение в 2487 – 2496 – 2505 млн. лет, соответствующие возрастам пород основной фазы становления массива – пятнистое габбро и трахитоидный габбронорит - в 2483 – 2499 млн. лет.

Автор выражает искреннюю благодарность акад. РАН Ф.П. Митрофанову за обсуждение вопросов геологического строения месторождения, и д.г.-м.н. Т.Б. Баяновой за консультации по геохронологическому датированию циркона.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00956.

ЛИТЕРАТУРА

- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука. 2004. 174 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1988. 110 с.
- Митрофанов Ф.П. // Смирновский сборник – 2005. Москва. 2005. С. 39-54.
- Митрофанов Ф.П. // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы 14-ой международной конференции. Издательство КарНЦ РАН. 2008. С. 53-57.
- Ниткина Е.А. // ДАН. 2006. Т. 408, № 1. С. 87-91.
- Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. // Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. 2007. С. 242-244.
- Mitrofanov F.P., Korchagin A.U., Dudkin O.B., Rundkvist T.V. // Exploration for platinum-group elements deposits. Short Course delivered on behalf of the Mineralogical Association of Canada in Oulu, Finland, 6-7 August 2005. Short Course Series Volume 35. Chapter 15. 2005. P. 343-357.
- Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A. U. // Economic geology. Vol. 97. 2002. P. 1657-1677.
- Stacey J.S., Kramers J.O. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.

О ПРИЧИНАХ ПОТЕРИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ФЛЮИДОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ СОХ

Новоселов А. А.

ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского, Москва, elevfaniy@rambler.ru

Ранее проведенное численное исследование гидротермальных систем в серпентинитовом субстрате (Силантьев и др., в печати) показало, что значительный объем рудного вещества переотлагается на нисходящей ветви гидротермальной системы. Таким образом, возникает вкрапленная рудная минерализация, характерная для многих серпентинизированных абиссальных перидотитов. Настоящее исследование имело целью выявить наиболее значимые факторы, контролирующие переотложение цинка, меди и свинца на нисходящей ячейке, и определить Т-Р параметры флюида, при которых он максимально обогащен рудными. Расчеты проводились на базе программного комплекса GEOCHEQ (Мироненко и др., 2008).

Для оценки потерь флюидом растворенных в нем цинка, меди и свинца была выполнена серия равновесных термодинамических расчетов, в которых использовались данные о составе флюида, полученные в (Силантьев и др., 2009) при кинетическом моделировании. В верхней части модельного разреза ($\leq 85^\circ\text{C}$) цинк и свинец сохраняются в растворенном виде во флюиде, pH которого варьирует от 7.7 до 8.7. При более высокотемпературных условиях ($107\text{--}284^\circ\text{C}$) гидротермальный флюид практически полностью теряет рудные элементы (рис. 1), очевидно вследствие роста pH (до 9.9) и смены режима окислительно-восстановительных условий. В корневой зоне гидротермальной системы при падении pH ($306\text{--}484^\circ\text{C}$; pH = 5 - 6.5) рудное вещество вновь начинает поступать во флюид.

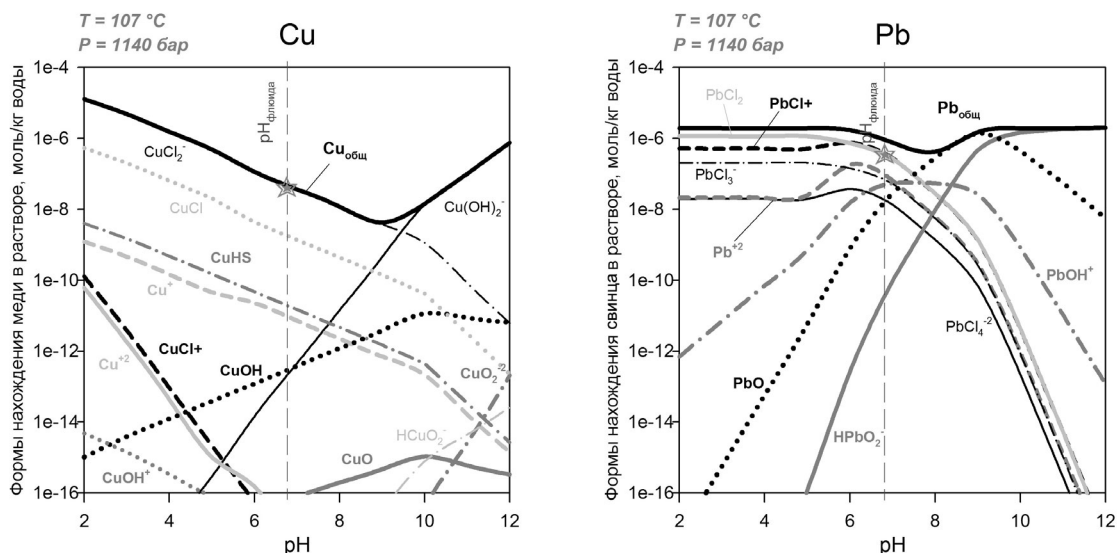


Рис. 1. Диаграммы Бьеррума для меди и свинца при $T = 107^\circ\text{C}$ и $P = 1140$ бар. Звездочками отмечены соответствующие значения, полученные в работе (Силантьев и др., в печати)

Оценка отношения количества рудных переотложенного в данном блоке к поступившему в него при растворении оливина показывает, что эффективное обогащение вмещающей породы медью происходит только при 107°C , цинком - при 129°C и $195\text{--}217^\circ\text{C}$, свинцом - при 129°C . Отношение объема рудного вещества, поступающего в восходящую ветвь гидротермальной системы к его общему объему, растворенному на нисходящей ветви составляет в итоге 7.5% для цинка, 9.5% для меди и 57.3% для свинца.

Доля комплексных миграционных форм определяется в основном двумя факторами - устойчивостью комплекса и концентрацией (активностью) лигандов (Крайнов и др., 1988). Устойчивость же миграционных форм меди (рис. 1) и цинка в значительной степени определяется величиной pH. Для свинца эта зависимость менее выражена, поскольку его хлоридные комплексы наиболее устойчивы. Эффективность переотложения рудных при $107\text{--}129^\circ\text{C}$ связана в том числе и со сменой на этом уровне глубинности режима окислительно-восстановительных условий.

Таким образом, можно выделить интервалы Т-Р условий формирования рудоносного флюида: область низких температур (до 107°C -1300 бар) и высокотемпературная область (от 151°C -1460 бар - для меди и свинца, от 239°C -2120 бар - для цинка).

Проведенное исследование было поддержано РФФИ (грант № 08-05-00164а) и Программой Президиума РАН – «Фундаментальные проблемы Океанологии: Физика, Геология, Биология, Экология» (Тема: «Взаимодействие магматических и гидротермальных систем в океанической литосфере и полезные ископаемые»).

ЛИТЕРАТУРА

- Крайнов С.Р., Шваров Ю.В., Гричук Д.В. и др. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии. М.: Недра. 1988. 254 с.
- Мироненко М.В., Мелихова Т.Ю., Золотов М.Ю., Акинфиев Н.Н. GEOCHEQ_M – комплекс для термодинамического и кинетического моделирования геохимических процессов. Версия 2008 года. Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2008. № 1(26). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/1-2008/informbul-1_2008/mineral-22.pdf
- Силантьев С.А., Мироненко М.В., Новоселов А.А. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов: моделирование фазовых превращений и баланса вещества. 1. Нисходящая ветвь. Петрология. 2009. Т.17. №2. с. 154-174
- Силантьев С.А., Мироненко М.В., Новоселов А.А. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов: моделирование фазовых превращений и баланса вещества. 2. Восходящая ветвь. в печати.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЦИРКОНОВ ИЗ КИМОЗЕРСКИХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАКИМБЕРЛИТОВ

Пименова Ю. Г.

МГУ, Москва, alea_8@mail.ru

Циркон, являясь распространенным акцессорным минералом, широко используется при решении вопросов петрогенезиса и возраста различных по составу магматических, метаморфических и осадочных пород. Одной из примечательных особенностей циркона является его устойчивость к экзогенным и эндогенным процессам: этот минерал может сохраняться при полном разрушении его материнской породы не только в низкотемпературных процессах выветривания и осадконакопления, но и при высокотемпературных процессах метаморфизма, частичного плавления и контаминации. Известны примеры сохранности захваченных цирконов даже в коматиитовых магмах (Leshner, Arndt, 1995), температуры которых при излиянии составляли до 1550 °C.

Такие реликтовые цирконы, или ксенокристы, содержат в себе информацию об их материнских породах. И расшифровка этой информации, сохраненной в особенностях морфологии и геохимии ксенокрист цирконов и в минеральных, расплавных и газовой-жидких включениях в них, служит основой при проведении петрологических и тектонических реконструкций. Одними из важных направлений исследований является изучение ксенокрист цирконов в кимберлитах. Поднимаясь с глубин более 150 км, кимберлиты поставляют к поверхности разнообразные по составу ксенолиты и ксенокристы, которые несут в себе информацию о составе и возрасте субстрата на различных уровнях континентальной литосферы.

Цель данной работы – оценить степень гетерогенности литосферы на основании морфологической и геохимической неоднородности цирконов, вынесенных Кимозерскими палеопротерозойскими метакимберлитами.

Кимозерские метакимберлиты локализованы в юго-восточной части Карельского блока, среди пород Онежского синклинория, который сохранил свою целостность благодаря расположению на более древнем и более мощном Водлозерском домене. Вмещающими для кимберлитов служат туфогенно-осадочные толщи заонежской свиты, прорванные силлами долеритов, формирование которых происходило на эпиплатформенной стадии эволюции Карельского блока около 2.0 млрд. лет назад.

Акцессорные цирконы были выделены из метакимберлитов разной магнезиальности и метатUFFита (659-м, 8/1 и 660-15, соответственно) Кимозерской кимберлитовой постройки.

Все выделенные цирконы были разделены на группы по морфологическим признакам: форме кристаллов, цвету, наличию различных под бинокулярном ядер и включений. В результате, получилось четыре группы с ярко-выраженными отличительными чертами:

Группа I включает в себя округлые зерна цирконов размером до 500 мкм. Они в большинстве своем окрашены или слабо окрашены в розовые тона. Зерна прозрачные, практически без трещин. Цирконы максимально гомогенны, под бинокулярном не выделяется четко выраженных ядер, включения редки. Максимальное количество было отобрано из низкомagneзиальной кимберлитовой брекчии (проба 659-м), из хлорит-серпентинового метатUFFита (проба 660-15).

Группа II – это короткопризматические и овальные зерна цирконов. Отличительная особенность – призматический облик кристаллов и различные ребра и грани. Остальные морфологические свойства

эдентичны таковым в группе I. Количество цирконов этой группы имеет ярко выраженное подчиненное значение.

Группа III составлена из разнообразных кристаллы цирконов: призматических и изометричных. Размер зерен широко варьирует. В призматических кристаллах частично сохранились ребра и грани, в изометричных – нет. Цирконы окрашены в темно-коричневый цвет, непрозрачные, что является характерной особенностью данной группы. Максимальное количество отобрано из низкомagneзиальной кимберлитовой брекчии (проба 659-м).

Группа IV включает в себя зерна цирконов призматической формы (коэффициент удлинения достигает 5), размером до 150 мкм, ребра и грани очень четкие. Окрашены слабо в желто-коричневые тона. Кристаллы прозрачные, без трещин, но со значительным количеством включений. Такие цирконы встречались только в низкомagneзиальной кимберлитовой брекчии (проба 659-м).

Разнообразие морфотипов кристаллов циркона ярко иллюстрирует процесс образования кимберлита. Он предоставляет нам информацию о разрезе литосферы, захватывая мантийный и коровый материал по ходу своего следования.

Кимберлитовым (мантийным) цирконом или цирконовыми ксенокритами в настоящее время считают минерал, который представляет собой округлые крупные кристаллы (размером до нескольких сантиметров), прозрачные и слабо окрашенные. Кимберлитовые цирконы, чаще всего, резко обеднены примесными компонентами по сравнению с цирконами из других типов пород (Corfu et al., 2000; Belousova et al., 2002).

Цирконы I группы морфологически схожи с кимберлитовыми цирконами и в рамках Кимозерской кимберлитовой постройки могут считаться цирконовыми ксенокритами: округлая (изометричная) форма зерен; малое количество включений; прозрачность; слабая окрашенность в медово-желтые и вишнево-красноватые оттенки – все это признаки *кимберлитовых цирконов*, которыми обладают цирконы I группы Кимозерской кимберлитовой постройки.

Цирконы других групп по форме кристаллов, цвету и другим морфологическим признакам с достаточной уверенностью можно отнести к коровым цирконам, то есть к тем, которые кристаллизовались в условиях небольших глубин. **Объектом исследований в данной работе являются цирконы I группы – кимберлитовые (мантийные) цирконы.**

Количественное отношение мантийных и коровых цирконов варьирует в зависимости от фациальной принадлежности пород, которые их содержат. В метатUFFите это отношение превышает единицу, а в метакимберлитах оно значительно меньше единицы. Накопление мантийных цирконов в осадочной породе (метатUFFите) косвенно указывает на то, что такие цирконы являются более устойчивыми к разрушению, чем коровые, так как в процессе образования тUFFита происходило переотложение пирокластического материала в водной среде и его частичное перетирание на мелководье в зоне приобья.

Мантийные цирконы частично сохранили ребра и грани (рис. 1). Округлая форма кристаллов обусловлена: во-первых, мелкой огранкой, причем, преобладание дипирамидальных, а не призматических форм в кристаллах циркона, вероятнее всего, отражает кристаллизацию в относительно глубоких условиях; во-вторых, широкая распространенность корок хлорит-актинолитового состава на поверхности кристаллов скрывает их истинную форму, придавая кристаллам более округлые очертания (рис. 2). Тесная связь таких корок с самим кристаллом и в то же время наличие под ними ребер и граней дает основания предполагать, что хлорит-актинолитовые коры являются метаморфизованными остатками кимберлитового расплава, а зерна циркона являлись затравками автолита, так же как и зерна оливина (Петрова, 2008).

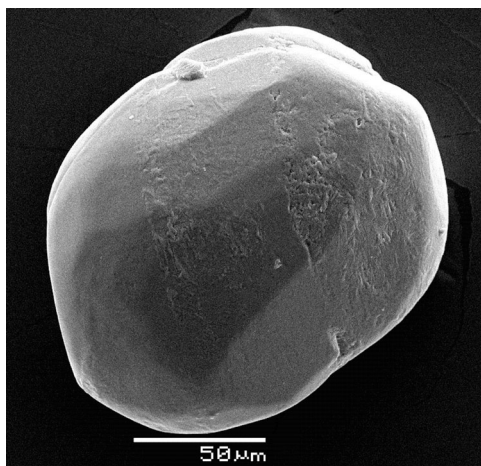


Рис. 1. Кристалл циркона группы I. Грани и ребра хорошо различимы, ребра сглажены

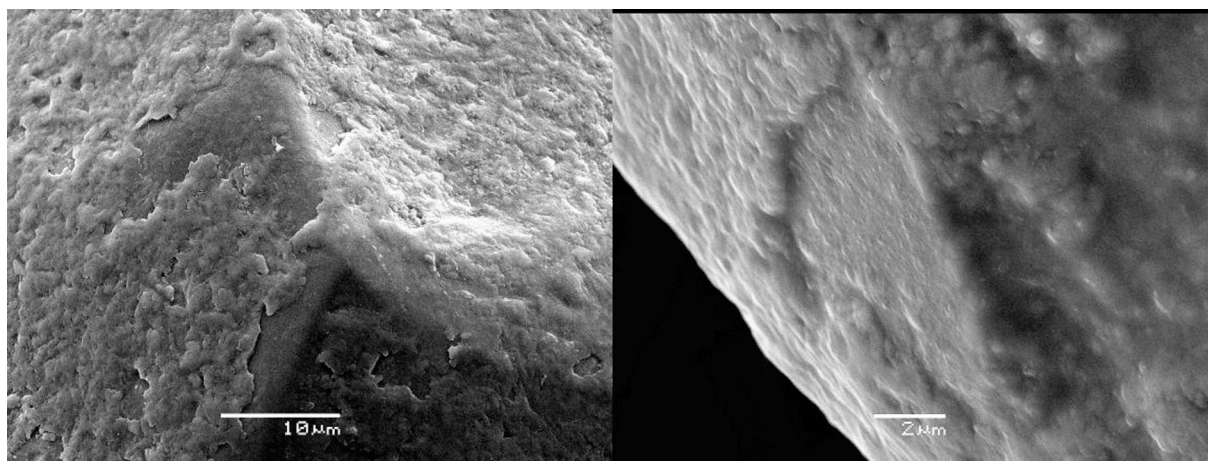


Рис. 2. Цирконы группы I. Отчетливо заметны ровные грани и ребра зерен и, покрывающие их, многослойные пленки и корки хлорит-актинолитового состава

Относительно небольшой размер кристаллов по сравнению с мегакристаллами из других кимберлитов (например, Якутских), которые достигают размеров до нескольких сантиметров, является отличительной особенностью мантийных цирконов этого региона, так как такая же ситуация наблюдается и в кимберлитах Архангельской провинции. Вероятно, такое явление связано со специфическим строением литосферы, либо с отсутствием необходимых Т-Р условий для образования более крупных кристаллов.

Мантийные цирконы из метакимберлитов Кимозерской структуры имеют достаточно широкие вариации количества и примесных компонентов. Показательным для этого можно использовать количество редкоземельных элементов, сравнительно небольшие количества примесных компонентов. На основе выявленных различий было проведено разделение всех мантийных цирконов на типы.

Цирконы **типа 1** выделяются низкими содержаниями не только REE и Y, но и Hf, U, P и др. элементов (рис. 3). Следует подчеркнуть, что цирконы этой популяции имеют сильно фракционированные спектры тяжелых лантаноидов, что предполагает кристаллизацию из безгранатового расплава в условиях сравнительно небольшой глубины. Цирконы этого типа представлены в равной степени как однородными кристаллами, так и полифазными с обратной зональностью: обогащенной центральной зоной и обедненными краевыми частями (рис. 4). Процесс, который мог бы привести к появлению такой зональности, трудно себе представить. Вероятнее всего, это происходило, когда магматический источник из мантии поднимался к земной коре так близко, что та подплавлялась и коровый материал смешивался с мантийным. В такой процесс могли быть вовлечены коровые зерна циркона, которые, попав в такой магматический источник, продолжали расти из деплетированного расплава.

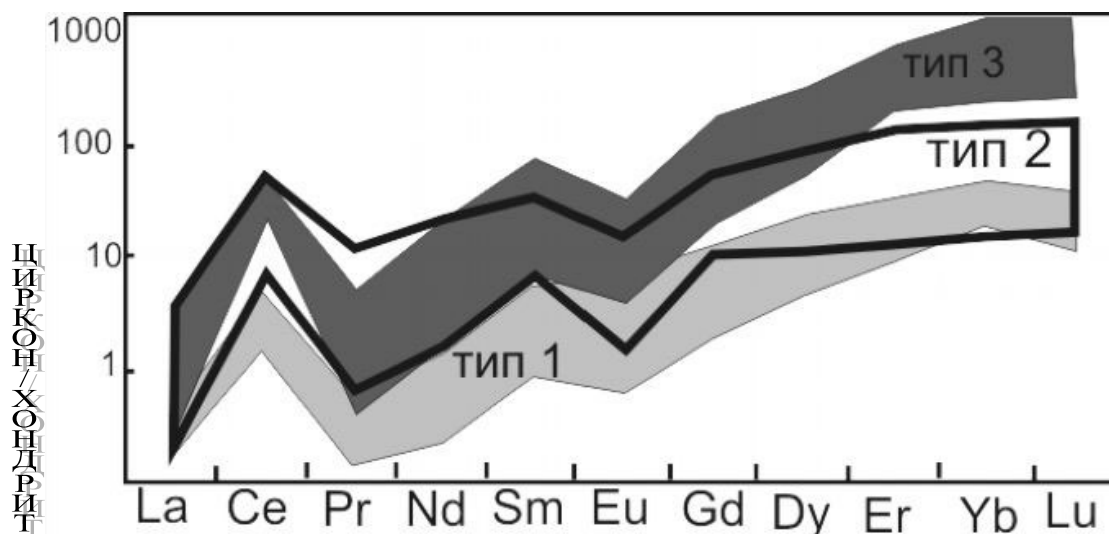


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в «мантийных» цирконах

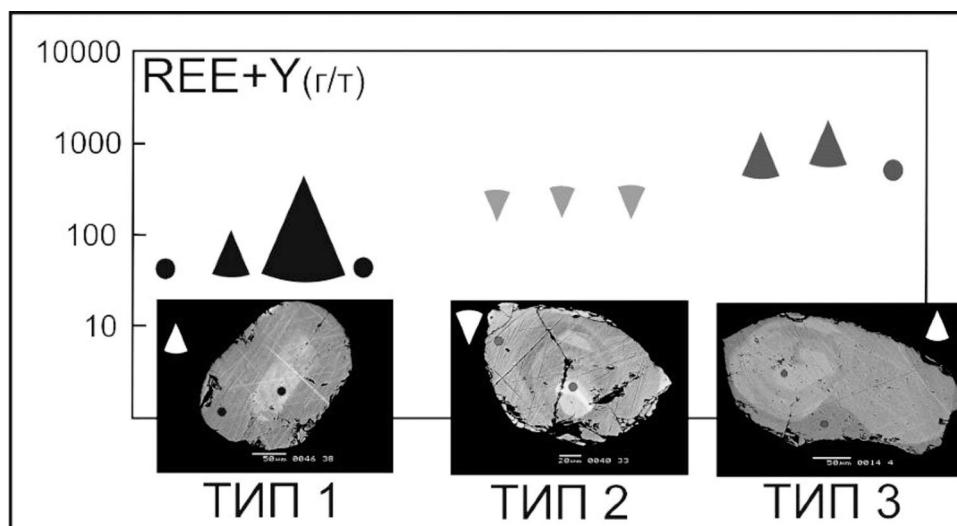


Рис. 4. Полифазные цирконы, рассмотрены вариации содержания REE+Y в пределах единичных зерен «мантийных» цирконов из Кимозерской структуры (секторами и кружками показаны отдельные зерна циркона; острая часть сектора показывает содержание REE+Y в ядре кристалла циркона)

Цирконы типа 2 отличаются широкими вариациями состава и, вероятнее всего, имели наиболее «загрязненный» коровым материалом источник. Отличительной особенностью цирконов этой популяции являются слабо фракционированные спектры тяжелых лантаноидов (рис. 3), что предполагает их кристаллизацию в гранат-содержащем субстрате, т.е. на значительных глубинах. Цирконы типа 2 представлены в большей степени полифазными цирконами, чем однородными. Характерно наличие прямой зональности с обедненной центральной частью и обогащенными краевыми зонами (рис. 4). Появление таких полифазных цирконов, вероятно, связано с их взаимодействием с кимберлитовыми расплавами, которые в процессе продвижения захватывали коровый материал, постепенно меняя свой состав.

Цирконы типа 3 по содержанию LREE и Y коррелируют с самым гетерогенным типом 2 и имеют более обогащенный источник (рис. 3). По содержанию некоторых элементов, таких как U и P, они занимают более близкое к типу 1 положение. Цирконы типа 3 резко обогащены HREE, что вероятнее всего указывает на их кристаллизацию из безгранатового расплава. Цирконы этого типа представлены как однородными кристаллами, так и полифазными с обратной зональностью: обогащенной центральной зоной и обедненными краевыми частями (рис. 4) как и в цирконах типа 1. Вероятно, эти минералы участвовали в процессе андерплейтинга, когда магматический источник из мантии поднимался к земной коре так близко, что та подплавлялась и коровый материал смешивался с мантийным.

Морфологическая и геохимическая неоднородность мантийных цирконов из Кимозерских палеопротерозойских метакимберлитов является результатом высокой степени гетерогенности литосферы. Исследования показали, что мантийный цирконы имеют различные источники вещества и кристаллизовались в различных условиях. Цирконы 1 типа имеют наиболее деплетированный источник. Они, вероятнее всего, кристаллизовались из безгранатового расплава в условиях не очень больших глубин. Проявление обратной зональности в отдельных кристаллах этого типа может быть результатом процессов андерплейтинга. Источник цирконов 2 типа более обогащен коровым материалом и, скорее всего, находился на больших глубинах, так как они кристаллизовались в равновесии с гранатом. Прямая зональность в кристаллах полифазных цирконов является косвенным доказательством присутствия этого минерала с самого начала процесса формирования кимберлита. Цирконы 3 типа имеют максимально обогащенный коровым материалом источник. Они, вероятно, кристаллизовались на небольшой глубине из безгранатового расплава.

ЛИТЕРАТУРА

- Петрова Л.Г. Особенности строения и состава палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерской структуры Карельского кратона. (2008). Дипломная работа//МГУ им. Ломоносова. 93 с.
Belousova E.A., Griffin W.L., Suzanne Y., O'Reilly N.I. Fisher Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type// Contrib Mineral Petrol (2002) 143: 602–622.
Corfu Fernando, Hanchar M. John, Hoskin W.O. Paul, Kinny Peter Atlas of Zircon Textures. (2000) 87p.
Leshner C.M., Arndt N.T. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia // Lithos. 34 (1995) 127–158.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В СУЛЬФИДАХ И Sm-Nd ДАТИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ПОРОД МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ

Серов П. А., Екимова Н. А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, mozay@nm.ru

Изотопно-геохимические исследования пород и минералов рудоносных объектов, наряду с другими методами изучения, дают важную информацию в понимании процессов породо- и рудообразования и металлогении различных геологических объектов. Очень популярным изотопно-геохронологическим методом определения возраста и природы пород мафит-ультрамафитовых интрузий является Sm-Nd метод. Он позволяет использовать в качестве минералов-геохронометров главные породообразующие минералы – плагиоклаз, орто- и клинопироксен, оливин. В практику Sm-Nd исследований постоянно вводятся новые минералы-геохронометры. Очень желательно для целей геохронологии рудных процессов использовать также сульфиды, т.к. именно они должны прямо показывать возраст рудообразования.

Изотопные Sm-Nd исследования по сульфидам до сих пор не проводятся, т.к. содержания РЗЭ в сульфидных минералах считаются весьма низкими (ниже 0.1 ppm), что объясняют литофильным характером группы РЗЭ, вследствие чего они практически не накапливаются в халькофильных рудах.

Между тем, исследования РЗЭ А.В. Дубинина и его коллег (Дубинин, 1993; Римская-Косакова, Дубинин, Иванов, 2003; Римская-Косакова, Дубинин, 2003), проведенные в сульфидах из гидротермальных источников срединно-океанических хребтов, показали о возможности нахождения РЗЭ в кристаллической решетке сульфидов в измеряемых количествах.

Мы попробовали продолжить эти исследования на сульфидных объектах Балтийского щита, но сначала проверили наши возможности на стандартных образцах. Для отработки методики определения РЗЭ в образцах геологических проб без предварительного разделения и концентрирования были воспроизведены аттестованные значения их концентраций в ГСО 2463 (апатит) и в международных стандартных образцах Национального центра петрографических и геохимических исследований в г. Нанси, Франция с использованием квадрупольного масс-спектрометра ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer, США) в ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты. Условия вскрытия проб включали в себя следующее: навеска геологической пробы ≈ 100 мг, вскрытие в смеси дистиллированных кислот 5 мл HNO_3 + 5 мл HF + 5 мл HCl в одноразовых пробирках для масс-спектрометрии «Digi Tubes» (США) или «Handy-Pak» (Канада) на водяной бане, с одновременным добавлением кислот в виде смеси или в стеклоуглеродных тиглях (СУ-20000), с нагревом на электроплите при поочередном добавлении кислот, с чередованием нагрева-охлаждения. Температура растворов при вскрытии 50 – 60 °С. В завершении вскрытия для комплексования добавляли 0.1 мл H_2O_2 . Растворенную пробу доводили до 50 мл, добавляя 2% HNO_3 . Для анализа использовали деионизированную воду (18.0 – 18.4 М Ом · см). Подобранные условия вскрытия и анализа проб дали возможность провести определение макро- и микрокомпонентов, РЗЭ и Y в пробах геостандартов, результаты которых хорошо воспроизводят аттестованные значения (Елизарова и др., 2009). Таким же образом был проведен анализ сульфида из габброноритов расслоенной интрузии Пенникат, Финляндия (рис.1, табл.1).

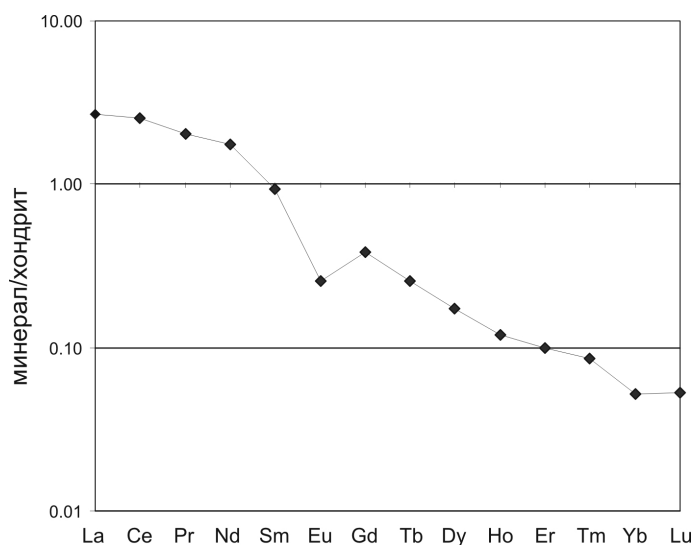


Рис. 1. Распределение РЗЭ в сульфиде из габброноритов расслоенной интрузии Пенникат, Финляндия

Табл.1. Результаты определения содержания РЗЭ и Y в сульфиде из габброноритов расслоенной интрузии Пенникат, Финляндия (данные ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты)

элемент	Концентрация, ppm	элемент	Концентрация, ppm	элемент	Концентрация, ppm
La	0.63± 0.03	Eu	0.015± 0.0005	Er	0.017± 0.0005
Ce	1.56± 0.007	Gd	0.079± 0.0012	Tm	0.0022± 0.0003
Pr	0.19± 0.004	Tb	0.01± 0.001	Yb	0.0089± 0.0005
Nd	0.82± 0.03	Dy	0.044± 0.002	Lu	0.0013± 0.0001
Sm	0.144± 0.007	Ho	0.0068± 0.0008	Y	0.15± 0.006

Исследования показывают вполне ощутимые и измеряемые концентрации легких РЗЭ, включая Sm и Nd, достаточные для Sm-Nd метода (табл. 1).

Измерения сульфидных минералов проведены масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой и М.Н. Римской-Корсаковой с соавторами (Римская-Косакова, Дубинин, Иванов, 2003), но в этом случае авторы использовали предварительное разделение матрицы вскрытых жидких проб и РЗЭ и концентрирование последних. Обе процедуры проводили одновременно с использованием хроматографического метода в колонках с катионообменником Dowex 50WX8 («Sigma»). Уровень определенных значений концентраций РЗЭ – ppb.

Пробоподготовка минералов для Sm-Nd исследований проводилась по следующей методике: химическое разложение минералов было выполнено из навески (~50 мг), к которой добавляли соответствующее количество раствора смешанного трассера $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$. Затем навеску обрабатывали концентрированной плавиковой кислотой (5-10 мл) и выдерживали 1.5-2 часа при комнатной температуре. Далее навеску минерала помещали в тefлоновый вкладыш автоклава и проводили разложение в сушильном шкафу при температуре 170°C в течении нескольких часов. После разложения выпаривали досуха HF и образовавшиеся фториды переводили в хлориды путем упаривания образца 2-3 раза в 4.5-6 N HCl. Для разложения сульфидов навеску образца (около 50 мг) с трассерным раствором обрабатывали царской водкой и выпаривали досуха, после чего также переводили в хлориды путем упаривания образца в 4.5-6 N HCl. Сухой остаток растворяли в ~1мл 2.3 N HCl и загружали на первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50W-8 (200-400 меш). Эта колонка используется для выделения суммы РЗЭ с применением ступенчатого элюирования 2.3 и 4.5 N HCl. Выделенную фракцию РЗЭ выпаривали досуха, растворяли в 0.1 N HCl и загружали на вторую колонку с ионитом HDEHP на твердом носителе KEL-F. Отобранные фракции Sm и Nd выпаривали, после чего они уже были готовы для последующего масс-спектрометрического анализа.

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan - MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме. Все измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNd₁=0.512068.

Объектами исследования сульфидов для целей геологии стали породы двух расслоенных интрузивов – палеопротерозойского Федорово-Панского массива и шведской расслоенной интрузии Ноттреск.

Расслоенный Федорово-Панский интрузив располагается в центральной части Кольского полуострова и простирается в северо-западном направлении на расстояние около 70 км при мощности 3-4 км. Массив состоит из четырех блоков – Федоровотундровского, Ластьявского, Западно-Панского и Восточно-Панского, каждый из которых содержит сульфидные руды в промышленном количестве.

Для изотопных Sm-Nd исследований из нижней части зоны такситовых габброноритов Федоровотундровского блока интрузива была отобрана геохронологическая проба 48-2G оруденелого такситового меланократового габбронорита (коллекция Н.Н. Грошева). Из этой пробы были выделены и исследованы монофракции плагиоклаза, орто- и клинопироксена и сульфидов (смесь пирита и халькопирита). Масса навесок каждого минерала составляла около 50 мг.

Минеральная Sm-Nd изохрона (рис. 2, табл. 2) показала возраст 2475 ± 37 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})=+0.8 \pm 0.4$. Этот возраст интерпретируется как время кристаллизации рудоносных габброноритов Федоровотундровского блока массива. Возраст согласуется с прежними данными (Серов и др., 2007), но здесь самое главное то, что точка сульфида попадает на общую изохрону.

Расслоенная интрузия Ноттреск располагается в Северо-восточной части Швеции в окрестностях города Лулео. В составе интрузии выделяются несколько зон: краевая норитовая зона с никелевой минерализацией, зона магнетитовых габбро и верхняя зона оливиновых габбро, содержащая сульфидное оруденение с платиновой минерализацией.

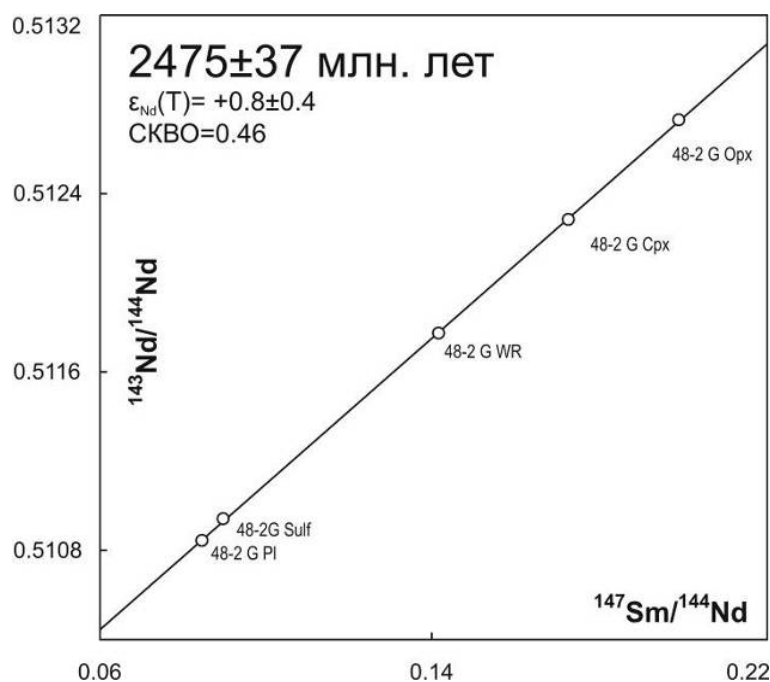


Рис. 2. Минеральная Sm-Nd изохрона для рудных такситовых габброноритов из Федоровотундровского месторождения

Из центральной расслоенной из расслоенной зоны массива на изотопное Sm-Nd датирование отобрана проба Ш-07-02 оливиновых габбро, содержащих сульфидную и платиновую минерализацию.

Для изотопных исследований из этой пробы были выделены плагиоклаз, орто- и клинопироксены, оливин и сульфиды. Вместе с породой в целом выделенные минералы на Sm-Nd диаграмме дают изохронную зависимость с возрастом, равным 1740 ± 27 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -1.3 \pm 0.3$ (рис. 3, табл. 2).

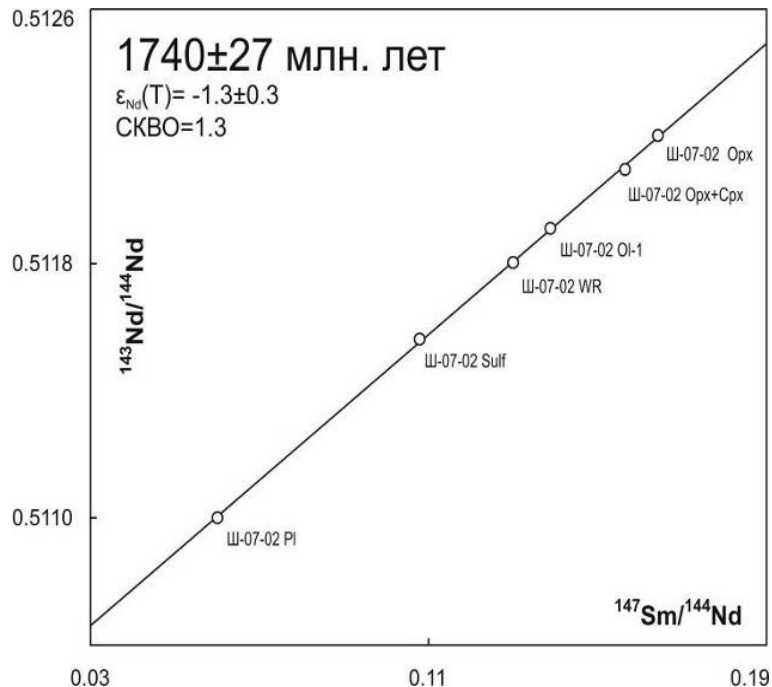


Рис. 3. Минеральная Sm-Nd изохрона для рудосодержащего оливинового габбро массива Ноттреск (Швеция)

Табл. 2. Изотопные Sm-Nd данные для такситовых габброноритов Федорово-Панского массива и оливиновых габбро массива Ноттреск

	Содержание, ppm		Изотопные отношения		$\epsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	
рудные такситовые габбронориты Федоровотундровского месторождения					
WR	0.663	2.701	0.141663	0.511775±16	+0.8±0.4
Sulf	0.400	0.267	0.089694	0.510942±37	
Pl	0.179	1.279	0.084560	0.510845±28	
Cpx	2.428	8.485	0.172983	0.512284±14	
Opx	0.230	0.697	0.199591	0.512731±19	
рудосодержащие оливиновые габбро массива Ноттреск					
WR	1.904	8.852	0.130005	0.511803±23	-1.3±0.3
Pl	0.302	3.037	0.060074	0.511001±8	
Opx	0.636	2.340	0.164263	0.512203±21	
Ol	0.090	0.394	0.138856	0.511911±24	
Sulf	1.103	6.178	0.107896	0.511532±28	
Opx+Cpx	2.213	8.547	0.156522	0.512079±10	

Выводы:

1. Впервые сделан анализ сульфида из габброноритов расслоенной интрузии Пенникат (Финляндия) на содержание РЗЭ без предварительного разделения и концентрирования, по результатам которого получено распределение РЗЭ.

2. Были датированы сульфидные минералы пород Федорово-Панского расслоенного интрузива (Россия) и массива Ноттреск (Швеция). Полученный Sm-Nd возраст составил 2475±37 млн. лет и 1745±76 млн. лет соответственно. Изотопный Sm-Nd возраст сульфидов с породообразующими минералами показывает время процессов рудообразования.

3. Проведенные исследования показали, что сульфиды могут успешно применяться в Sm-Nd датировании рудоносных интрузий.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 07-05-00956 и 08-05-00324, НШ 1413.2006.5, ГК № 02.515.11.5089 и Российского-Финского проекта Interreg Tacis K-0193.

ЛИТЕРАТУРА

- Дубинин А.В. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: определение редкоземельных элементов в стандартных образцах донных отложений океанского генезиса // Геохимия. 1993б. № 11. С. 1605-1619.
- Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Калинин В.Т. Методические аспекты масс-спектрометрического (ELAN 9000) определения редкоземельных элементов в стандартных геологических образцах // мат. III всероссийской конф. с междунар. участием Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы. Москва, НУ-8. 2009. С. 110.
- Серов П.А., Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сопоставление данных по датированию изотопными U-Pb и Sm-Nd методами пород ранней безрудной фазы и рудомещающих пород платинометалльного Федорово-Панского расслоенного массива // Доклады АН. 2007. Т. 415. №. С. 1-3.
- Римская-Косакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М. Определение редкоземельных элементов в сульфидных минералах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после ионообменного концентрирования // ЖАХ 2003. Т. 58. № 9. С. 975-979.
- Римская-Косакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников атлантического океана. // Доклады АН 2003. Т. 389. № 5. С. 672-676.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАОСАДОЧНЫЕ АССОЦИАЦИИ ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Урманцева Л. Н.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, urmantseva@gmail.com

Анализ геохимических особенностей терригенных осадков позволяет установить характеристики их питающих провинций, геодинамические условия седиментации, а также проследить эволюцию их коровых источников. Использование методов U-Pb датирования циркона совместно с анализом распределения редкоземельных элементов в их ядрах и оболочках позволяют корректно интерпретировать датируемые события и определять время осадконакопления и метаморфизма.

На сегодняшний день для Иркутского блока установлено, что формирование протолитов и высокотемпературный метаморфизм пород рассматриваемого комплекса относится как к архейскому, так и к раннепротерозойскому времени. На основании геохронологических данных для Шарыжалгайского выступа фундамента выделяется два этапа гранулитового метаморфизма – неоархейский (2,55 – 2,65 млрд. лет), установленный для метавулканических пород и габброидов (Сальникова и др., 2007) и палеопротерозойский (1,85 – 1,87 млрд. лет), установленный по многочисленным датировкам гранитоидов, чарнокитов (Aftalion et al., 1991) а также кальцифиров (Сальникова и др., 2007). Время накопления метаседиментогенных пород остается дискуссионным.

Метаосадочные породы распространены в верхней толще метаморфического комплекса Иркутского блока и включают в себя гранат-биотитовые, гиперстен-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы. Протолиты изученных парагнейсов соответствуют ряду от граувакковых алевролитов до пелитов (Туркина, Урманцева, 2009). От гранат-биотитовых гнейсов к кордиеритсодержащим возрастает степень химического выветривания пород питающих провинций, глиноземистость пород и доля глинистых (пелитовых) компонентов в нормативном минеральном составе, что отражает увеличение степени зрелости исходных осадков.

Для датирования были использованы две пробы – кордиеритсодержащий гнейс (обр. 118-87, 97,5 км КБЖД) и гиперстен-биотитовый гнейс (обр. 28-84, 72,4 км КБЖД). В обеих пробах циркон представлен двумя морфологическими типами: призматические до округлых со сглаженными вершинами и ребрами кристаллы и их обломки; округлые сложноограненные многоплоскостные цирконы («гранулитовые»). В катодолуминесцентных лучах (КЛ) все зерна циркона состоят из ядер, представленных обломками различной формы с разными типами зональности, и темных оболочек, на которых наблюдаются более светлые тонкие каймы.

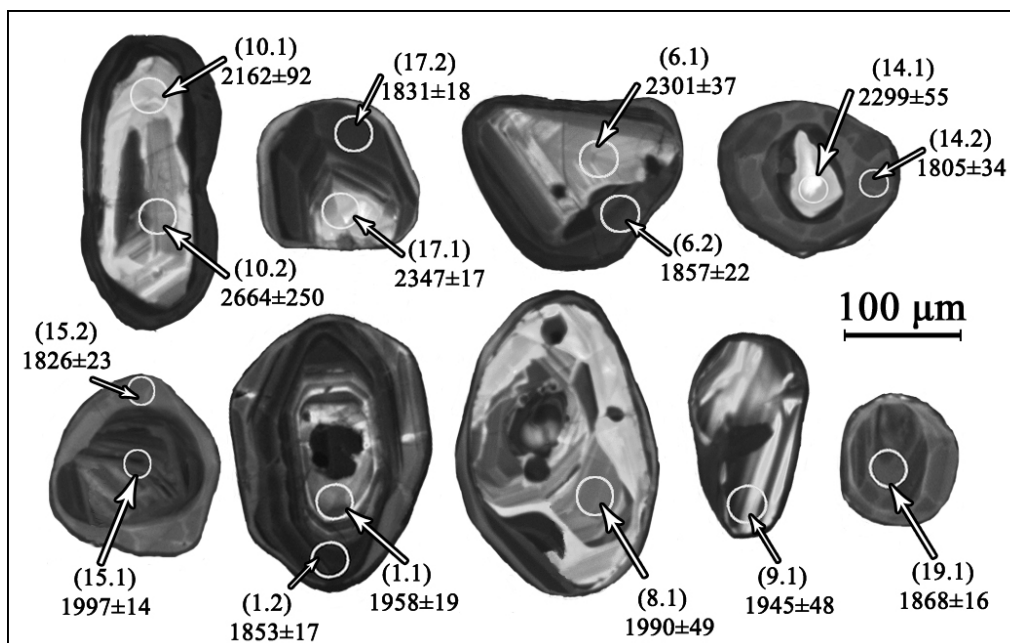


Рис. 1. Катодолуминесцентное изображение циркона из кордиеритсодержащего гнейса. Показаны номера точек датирования и определения редкоэлементного состава.

Обломочная, неправильная форма ядер цирконов указывает на их детритовую природу. Обычно для этих ядер характерна бесструктурность в КЛ, или конволютная зональность, указывающая на их частичную перекристаллизацию (рис. 1, точки 10.2, 17.1, 6.1, 14.1; рис. 2, точки 14.2, 18.1). Реже встречаются темные и светлые в КЛ ядра со следами магматической зональности (рис. 1, точки 1.1, 8.1, 9.1; рис. 2, точки 17.1, 10.1, 1.1). Очертания этих ядер округлые, границы с оболочками изогнутые. Наличие реликтов зональности, а также величина отношения $Th/U=0,24-1,10$ свидетельствует о кристаллизации исходных цирконов из расплава, тогда как их морфология указывает на детритовый характер. Темные, бесструктурные в КЛ оболочки цирконов (рис. 1, точки 17.2, 6.2, 14.2, 15.2, 1.2; рис. 2, точки 14.3, 12.2, 17.2, 1.2), а также темные незональные ядра сложноограненных субизометричных кристаллов (рис. 1, точка 19.1; рис. 2, точка 5.1) характеризуются пониженной величиной отношения $Th/U=0,01-0,60$.

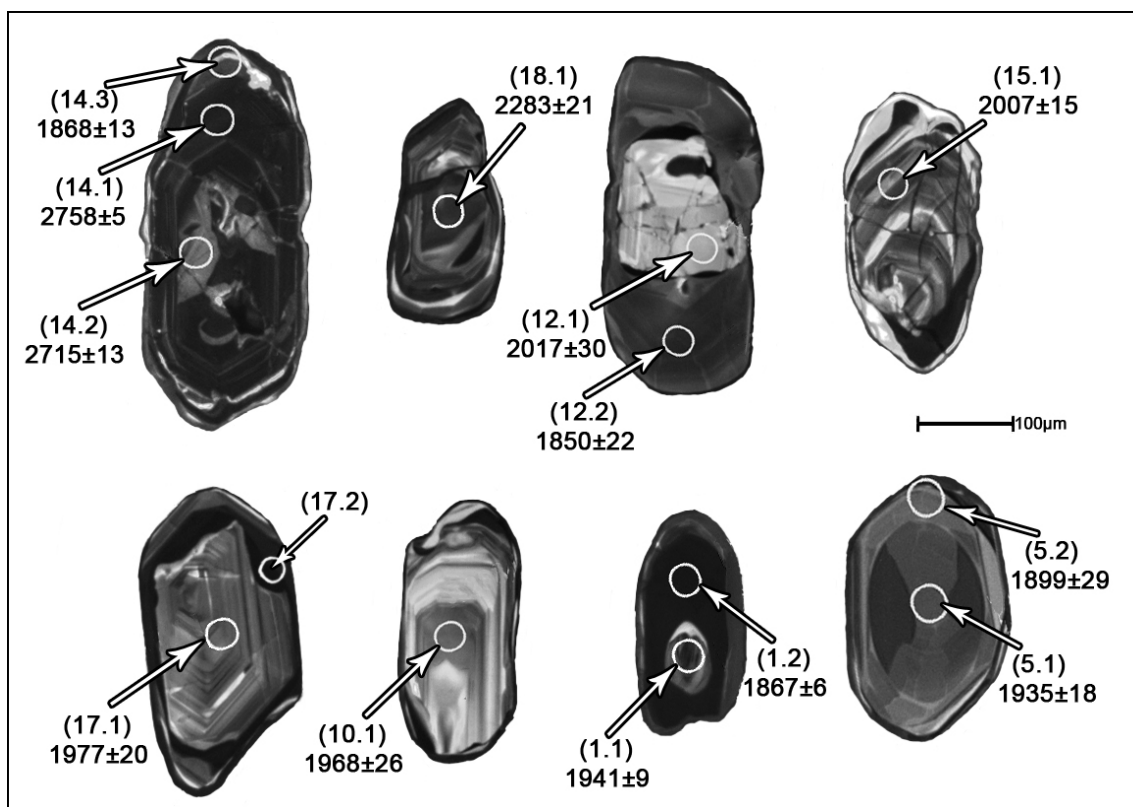


Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение циркона из гиперстен-биотитового гнейса. Показаны номера точек датирования и определения редкоэлементного состава.

Выделенные генерации циркона отчетливо различаются по редкоэлементному составу. Ядра цирконов кордиеритсодержащего гнейса обладают однотипным распределением РЗЭ с крутым наклоном в области тяжелых лантаноидов ($(Lu/Gd)_n=9,0-24,0$) (рис.3, а). В области легких РЗЭ они характеризуются плоским распределением ($(Sm/La)_n=1,9-44,1$), и варьирующими концентрациями этих элементов ($C_n=3,0-55,3$). Снижение содержаний легких РЗЭ в цирконе может быть вызвано одновременным ростом монацита (Rubatto, 2002). Положительная цериевая аномалия проявлена слабо ($Ce/Ce^*=2,4-5,3$), величина отрицательной европиевой аномалии также невелика ($Eu/Eu^*=0,10-0,28$). Темные бесструктурные оболочки в сравнении с ядрами обеднены Y, РЗЭ, имеют слабо выраженный цериевый максимум $Ce/Ce^*=1,2-3,9$, характеризуются более низкими содержаниями тяжелых лантаноидов $(Lu/Gd)_n=0,9-2,6$, за исключением одной оболочки (6.2) с $(Lu/Gd)_n=39,9$. В двух зернах циркона количество легких лантаноидов в оболочках превышает таковое в ядрах. Резкое снижение содержаний тяжелых РЗЭ и менее выраженное выполаживание спектра в области легких лантаноидов является типичным для цирконов, образующихся при высокоградном метаморфизме, и рассматривается как следствие конкурирующего роста граната и монацита (Федотова и др., 2007; Rubatto, 2002).

В гиперстен-биотитовом гнейсе в двух зернах циркона с наличием ядер с магматической зональностью были определены концентрации РЗЭ. Ядро (17.2) характеризуется крутым спектром распределения РЗЭ ($(Lu/Gd)_n=23,1$, $(Sm/La)_n=45,9$ (рис. 3, б). Оболочка (17.1) этого циркона имеет схожий характер спектра со

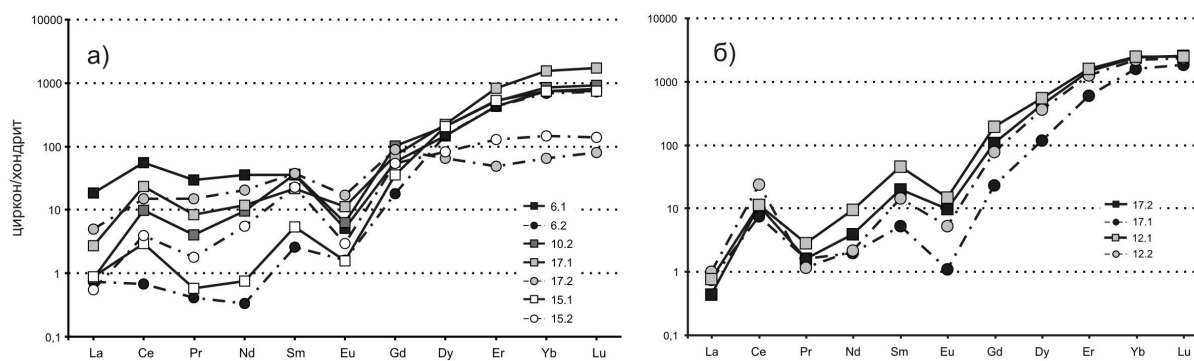


Рис. 3. Распределение РЗЭ в цирконе из: а) кордиеритсодержащего гнейса; б) гиперстенового гнейса.

следующими значениями отношений: $(Lu/Gd)_n=79,3$, $(Sm/La)_n=7,0$. Для ядра (12.1) установлено аналогичное распределение РЗЭ $(Lu/Gd)_n=13,1$ $(Sm/La)_n=59,6$. Оболочка (12.2) этого зерна также не отличается по характеру от ядра $(Lu/Gd)_n=29,7$, $(Sm/La)_n=14,6$. Ядра обладают положительной цериевой аномалией $Ce/Ce^*=7,7-13,2$. В отличие от ядер, оболочки обеднены РЗЭ, Y. Более низкие концентрации легких лантаноидов в оболочках, скорее всего, связаны с одновременной кристаллизацией монацита.

Наиболее древними в пробе кордиеритсодержащего гнейса являются светлые незональные в КЛ ядра, имеющие детритовую природу. Возраст ядер по верхнему пересечению дискордии составляет 2339 ± 19 млн. лет. Один из реликтов перекристаллизованного ядра характеризуется высокой степенью дискордантности и возрастным значением 2664 ± 250 млн. лет. Возраст темных и светлых в КЛ ядер со следами зональности по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1966 ± 21 млн. лет. Возраст темных оболочек и темных незональных ядер по верхнему пересечению дискордии составляет 1848 ± 12 млн. лет.

В пробе гиперстен-биотитового гнейса самым древним является темное в КЛ ядро с извилистыми очертаниями. Его возраст составляет 2751 ± 190 млн. лет. Для ядра неправильной формы с реликтами осцилляторной зональности установлен субконкордантный возраст 2283 ± 21 млн. лет. Возраст темных и светлых в КЛ ядер со следами зональности по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1966 ± 21 млн. лет. Возраст оболочек вишневого многоплоскостных цирконов, реже темных незональных ядер в сложноограненных субизометричных кристаллах по верхнему пересечению дискордии составляет 1848 ± 12 млн. лет.

Таким образом, протолиты гранат-биотитовых и кордиеритсодержащих гнейсов соответствуют ряду терригенных пород различной степени зрелости - от алевролитов и граувакк до аргиллитов и пелитов. Породы сопряженной метавулканической ассоциации, включающей кристаллосланцы и ортогнейсы, по особенностям распределения петрогенных и редких элементов сопоставляются с толеитовыми базальтами, андезитами и дацит-риодацитами (Ножкин, Туркина, 1993), то есть с вулканическими ассоциациями базальт-андезит-дацит-риолитового состава, которые широко распространены в субдукционных обстановках, для которых типичны аргиллит-граувакковые осадочные последовательности. Исходная ассоциация осадочных пород Иркутского блока включает наряду с граувакками и глинистыми сланцами редкие мраморы и кальцифиры. Формирование осадочных отложений с участием карбонатных пород и зрелых (высокоглиноземистых) пелитовых осадков более характерно для тектонически стабильных окраинно-континентальных обстановок.

U-Pb методом установлен ряд возрастных интервалов для ядер циркона: $\geq 2,7$; $\sim 2,3$ и $1,95-2,0$ млрд. лет. Неоархейский возраст $\sim 2,7$ и $\sim 2,3$ млрд. лет установлен для единичных ядер. Магматический генезис этих цирконов указывает на присутствие в области эрозии неоархейских и палеопротерозойских магматических пород. Значение $\sim 2,7$ млрд. лет следует рассматривать как минимальную оценку времени кристаллизации исходных цирконов в магматическом источнике. Преобладающее количество ядер характеризуется палеопротерозойским возрастом. Внутреннее строение ядер - обломочная или неправильная форма, сглаженность их очертаний, изогнутые границы между ядрами и оболочками - свидетельствует об их детритовой природе, а высокие отношения Th/U и наличие магматической зональности указывает на кристаллизацию исходных цирконов из расплава.

Оболочки на разновозрастных ядрах лишены зональности и характеризуются пониженным Th/U отношением относительно ядер, свидетельствующим об их формировании при метаморфизме. Также на это указывает морфология самих кристаллов - призматические зерна со сглаженными вершинами и ребрами, и многоплоскостные сложноограненные кристаллы, типичные для гранулитовой фации. Возраст метаморфогенных оболочек ограничивается интервалом $\sim 1,85-1,86$ млрд. лет. Нижняя граница осадконакопления по U-Pb геохронологическим данным оценивается в $\sim 1,95$ млрд. лет. Верхней границей

служат данные о возрасте метаморфогенных оболочек циркона. Время седиментации определяется в интервале от 1,95 до 1,85 млрд. лет.

Автор выражает благодарность Бережной Н.Г и Преснякову С.Л. за помощь в геохронологических исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 06-05-64572, 09-05-00382.

ЛИТЕРАТУРА

- Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ РАН. 1993. 223 с.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т.15. № 4. С. 3-19.
- Туркина О.М., Урманцева Л.Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 49-64.
- Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2009. С.980-997.
- Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgod A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // Journal of Geology. 1991. V. 99. № 6. P. 851-861.
- Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // Chemical Geol. 2002. V. 184. P. 123-138.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА САРМИНСКОЙ СЕРИИ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Федерягина Е.Н

ИЗК СО РАН, Иркутск, katerinka19.85@mail.ru

Сарминская серия, представленная метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями, является составной частью фундамента Сибирского кратона в пределах Прибайкалья. Сарминская серия имеет тектонические контакты с архейскими гранитоидами и несогласно перекрывается раннепротерозойскими (1,85-1,87 млрд лет) образованиями Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. В составе сарминской серии, согласно данным В.С.Федоровского (Федоровский, 1985), выделяются нижняя, иликтинская, и верхняя, анайская, свиты. Согласно результатам геологического картирования (Калинина и др., 1964), сарминская серия подразделяется на харгитуйскую и иликтинскую свиты.

Иликтинская свита сложена метаалевролитами, метапесчаниками с прослоями основных туфов, а также метаконгломератами. Харгитуйская свита состоит из кварцитов и кварцево-сланцев, хлоритовых, хлоритово-серицитовых и филлитовидных сланцев.

Образования сарминской серии были изучены на десяти участках в пределах Западного Прибайкалья. Согласно данным геологического картирования участки Курга, Малая Иликт, Средняя Иликт, Кулгана, Онгурены-Глубокая, Тытерий, Саган-Морян, относятся к иликтинской свите, а Онгурены, Зундук и Анга к харгитуйской свите.

Среди изученных разрезов, относимых к сарминской серии, были выделены участки, сложенные породами харгитуйской свиты, в которых присутствуют зрелые породы, это главным образом-кварциты и участки, сложенные породами иликтинской свиты, в которых присутствуют не зрелые породы, представленные только песчаниками и аргиллитами. Для кварцитов характерны высокие значения отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, варьирующие от 20 до 59, которые говорят о зрелости этих пород, а для песчаников и аргиллитов характерны низкие значения отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, от 3 до 8, которые отражают незрелый характер осадков. Кварциты отмечены только в пределах участков харгитуйской свиты: Анга, Онгурены и Зундук. На тех участках, где присутствуют кварциты были встречены также в небольшом количестве песчаники и аргиллиты.

Петрографическое изучение пород сарминской серии Западного Прибайкалья было проведено на десяти ключевых участках: Тытерий, Саган-Морян, Анга, Курга, Малая Иликт, Средняя Иликт, Онгурены-Глубокая, Онгурены, Кулгана, Зундук. В пределах исследуемых участков породы иликтинской свиты представлены главным образом метапесчаниками.

Описание шлифов производилось с помощью микроскопа BX41, оснащенного камерой Olympus BP12.

Основными породами являются метапесчаники. Они имеют пятнистую, сланцеватую текстуру и характеризуются, в основном, псаммитовой, катакlastической структурой. Главными минералами породы являются кварц, полевые шпаты, кроме того наблюдаются обломки пород. Второстепенные-рудный минерал, аксессуарные-сфен, лейкоксен, циркон, вторичные-хлорит, кальцит, слюда, представлена мусковитом.

Часть пород представлена аргиллитовыми сланцами. Сланцы по аргиллитам имеют сланцеватую структуру. Главными минералами являются кварц, прослои состоят из серицита, мусковита, второстепенные-рудный минерал, в качестве акцессорного минерала-биотит.

Несколько пород представлены кварцитами, которые имеют сланцеватая текстура, структура липидогранобластовая.

На основании диаграммы А.Н. Неелова (Неелов, 1980) среди метаосадочных пород сарминской серии выделяются три группы: сиаллиты, песчаники, аргиллиты.

Первая группа исследуемых пород (это породы харгитуйской свиты) попадает в поля слабокарбонатистых, слабжелезистых ультрасилицитов, параметр $a = \text{Al/Si (ат.кол.)}$, варьирует в пределах от 0,02 до 0,14. Данные породы встречаются на трех участках: Анга, Онгурены и Зундук. Помимо кварцитов, некоторые породы из этих же разрезов попадают в поля песчаников и аргиллитов.

Наибольшая часть всех пород из различных участков иликтинской свиты попадает в поле полимиктовых песчаников. Примерно 20% пород располагается в поле железистых или карбонатистых алевропелитовых аргиллитов и характеризуется повышенными значениями параметра $b = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO (ат.кол.)}$

Породы сарминской серии характеризуются умеренными содержаниями СаО и отсутствуют породы с содержанием СаО > 5%, что может свидетельствовать в совокупности с данными петрографических исследований о том, что в этих породах отсутствуют жилы гидротермального кальцита. Таким образом, мы можем говорить, что содержания СаО не нарушены в этих породах. Породы характеризуются умеренными содержаниями $\text{Na}_2\text{O} < 4,5\%$, что также, совместно с данными петрографических исследований, может свидетельствовать об отсутствии процесса вторичной альбитизации пород. На основании этого, мы можем использовать содержания этих элементов для классификации исследуемых терригенных пород.

На классификационной диаграмме М.М. Хирона (Heron, 1988) в координатах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ точки исследуемых пород харгитуйской свиты, где были отмечены кварциты (Анга, Онгурены, Зундук), попадают в поля лититов, аркозов, сублититов, субаркозов и кварцевых аренитов, а также в поле вакков. Максимальное количество точек составов терригенных пород иликтинской свиты, песчаники и аргиллиты по классификации А. Н. Неелова, попадают в поля глинистых сланцев, вакков и поле железистого песка.

Согласно диаграммы в координатах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ Ф. Петтиджона (Петтиджон и др., 1976) с соавторами, основная часть пород иликтинской свиты попадает в поле граувакков и лититов, меньшая часть в поля аркозов, кварциты харгитуйской свиты попадают в поля аркозов, субаркозов, сублититов и поле кварцевых аренитов.

Петрогенные модули были рассчитаны по работе (Юдович, Кетрис, 2000).

Отрицательная корреляция между значениями ГМ (гидролизатного) и НКМ (модуль нормированной щелочности) может свидетельствовать о том, что данные породы можно рассматривать как породы петрогенные или так называемые породы “first cycle” и использовать их состав для реконструкции пород в области сноса.

Для метаосадочных пород иликтинской свиты характерна хорошо выраженная положительная корреляция между ЖМ ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$) и ТМ ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), ФМ ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}/\text{SiO}_2$) и ТМ ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), а также корреляция между ГМ ($\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}/\text{SiO}_2$) и ТМ ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$). Увеличение фемического, железистого и гидролизатного модулей мы наблюдаем в ряду песчаники-аргиллиты. Такие положительные корреляции характерны для вулканогенно-осадочных пород.

Высокое содержание ФМ > 0,1 говорит о том, что в породах присутствует примесь вулканогенного материала основного состава.

Наблюдается фракционированное распределение РЗЭ, нормированных по хондриту для всех изученных образцов песчаников иликтинской свиты, а также хорошо выражена отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,58-0,90$). Соотношение легких и тяжелых РЗЭ в песчаниках иликтинской свиты заметно варьирует. Вид кривых распределения РЗЭ и наличие отрицательной европиевой аномалии может свидетельствовать о том, что в источниках сноса осадков принимали участие магматические породы кислого состава

Источником сноса для песчаников и аргиллитов харгитуйской свиты были как породы кислого состава, так и смешанного состава.

На диаграмме Бхатия (Bhatia, 1983) в координатах $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ против $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ песчаники иликтинской свиты попадают главным образом в поле активной континентальной окраины.

ЛИТЕРАТУРА

- Калинина К.П., Кульчитский А.С. Объяснительная записка к листу N-48. XXIX. Недра. 1964. 84 с.
Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука. 1980. 100 с.
Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир. 1976. 535 с.
Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембри). М.: Наука. 1985. 200 с.
Юдович Я.Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.
Bhatia M.R. Plac tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. V. 91. 1983. P. 611-627.
Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Sed J. Petrol. 1988. V. 58. P. 820-829.

ПЕТРОЛОГИЯ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Щукина Е.В.

СПбГУ, Санкт – Петербург, shukar@pisem.net

В данной работе представлены результаты изучения мантийных перидотитов из кимберлитовой трубки им. В.Гриба, расположенной в центральной части Зимнебережного района Архангельской алмазоносной провинции.

Целью данной работы является петрологическое изучение мантийных пород, представленных в ксенолитах. Это предполагает определение положения пород в разрезе верхней мантии и характеристику их состава, также на основе сравнения полученных результатов с литературными данными дать оценку их потенциальной алмазоносности.

Изученные перидотиты представлены флогопит-содержащими гранатовыми лерцолитами, гранатовыми лерцолитами, ильменитовыми лерцолитами и гранатовыми гарцбургитами. Для всех пород характерны равномернозернистые структуры, однородные массивные текстуры. Содержание основных породообразующих минералов (V, %): оливин – 63-75, гранат – 7-11, ортопироксен – 7-10, клинопироксен – 5-9, флогопит – 0-9, ильменит – 0-2.

Химический состав минералов из флогопит-содержащих лерцолитов и из лерцолитов без флогопита отличается.

Содержание форстеритового компонента в оливине варьирует от 92 % в флогопит-содержащих лерцолитах до 94 % в лерцолитах без флогопита. В целом, оливин среднежелезистый с повышенным содержанием Ni (0,257 – 0,529 мас. %) и пониженным содержанием Cr_2O_3 (до 0,145 мас. %).

Все изученные гранаты относятся к пиропам. По классификации Н.В.Соболева все пиропы попадают в зону лерцолитового парагенезиса. Содержание FeO общ. и MgO в пиропе из флогопит-гранатовых и гранатовых лерцолитов более менее постоянно (FeOобщ.: 6,68-7,6 мас.%; MgO: 20,1-21,4 мас. %), вариации наблюдаются в содержаниях $\text{CaO-Cr}_2\text{O}_3$, CaO-MgO . Пиропы из флогопит-содержащих лерцолитов характеризуются более низкими значениями CaO (4,1-4,8 мас.%), Cr_2O_3 (1,5-3,4 мас.%) и более низкими значениями магнезиальности (mg# - 0,827-0,843), нежели пиропы из лерцолитов без флогопита (CaO - 4,52-4,86 мас.%; Cr_2O_3 - 3,3 – 4,05 мас.%; mg# - 0,832-0,851). В двух зерна пиропы наблюдается зональность (рис.1).

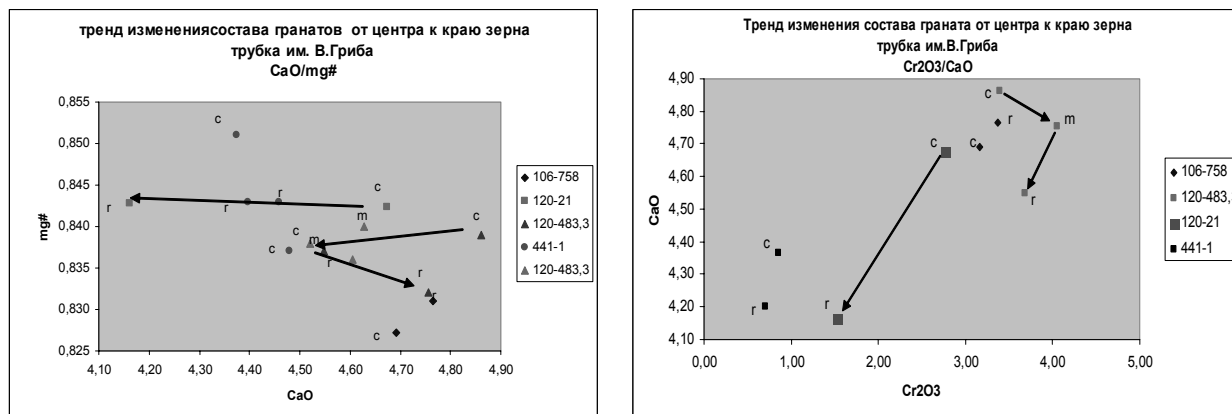


Рис. 1. обр. 106-758, 120-21 – флогопит-содержащие лерцолиты, обр. 441/1 – ильменитовый лерцолит, обр. 120-483,3 – гранатовый лерцолит

Клинопироксены относятся к диопсиду. По классификации Доусона и Стефенса (1980) диопсиды относятся к группе хромовых диопсидов. Содержание FeO, MgO, Na₂O более менее постоянно, вариации наблюдаются в содержаниях Al₂O₃/mg# (рис. 2). В лерцолитах, не содержащих флогопит, содержание Al₂O₃ и значение mg# несколько выше, чем в флогопит содержащих породах (Al₂O₃ – 2,49-3,0 мас.%; mg# - 0,93-0,96; Al₂O₃ – 2,0 – 2,8 мас.%; mg#- 0,92 соответственно).

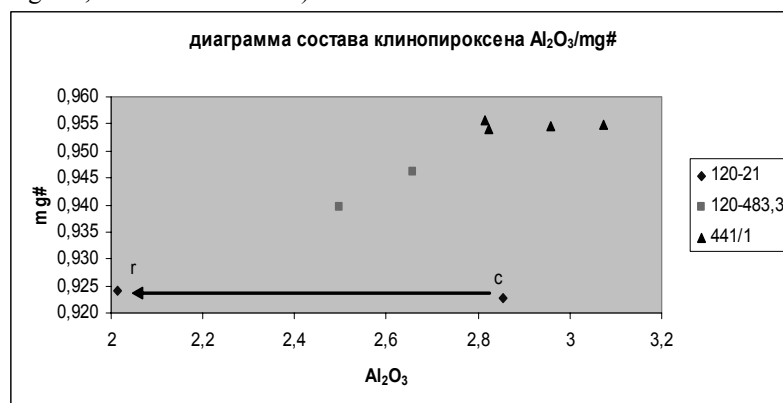


Рис. 2.

Ортопироксен характеризуется выдержанным составом и относится к энстатиту. Это высокомагнезиальный (mg# - 0,931-0,938) низкоглиноземистый (до 0,59мас. % Al₂O₃) с небольшим содержанием других характерных элементов-примесей (марганец, хрома). В лерцолитах без флогопита содержание Al₂O₃ – 0,43-0,52 мас. %, что значительно выше, чем в флогопит-содержащих лерцолитах, в которых содержание Al₂O₃ от 0,37 мас.% вплоть до значений, меньших предела обнаружения.

Флогопит наблюдается как в виде отдельных изолированных зерен, так и в обрамляющих оболочках вокруг пиропов. Флогопит, представляющий отдельные зерна, характеризуется чуть более высокими значениями магнезиальности (mg # составляет 0,93-0,94), пониженным содержанием TiO₂ (0,69-0,72мас. %) и Al₂O₃ (12,50-12,64 мас. %) Флогопит, представленный в обрамляющих каймах вокруг пиропов, характеризуется более низкими значениями магнезиальности (mg# - 0,911-0,918), повышенным содержанием TiO₂ (2,32-2,33 мас.%) и Al₂O₃ (13,82-14,68 мас.%).

Составы перечисленных минералов попадают в область минералов из алмазоносных и высокоалмазоносных пород.

Для изученных перидотитов были рассчитаны P-T параметры. Для расчета были использованы Grt-Orpx геобарометр Brey&Kohler (1990 г.), Grt-Cpx геотермометр Y.Ai (1994 г.), Grt – Орх геотермобарометр Л.П.Никитиной. Результаты расчета представлены в табл. 1.

Табл. 1. Результаты расчеты P-T параметров для перидотитов.

	№ обр.	T, C	P, кбар
лерцолиты	106-758	1078	46
	120-21	1146	48
	120-483,3	1220	52
	441/1	984	41

Полученные результаты расчета P-T параметров были нанесены на диаграмму равновесия мантийных и коровых ксенолитов (рис.3), разработанную Глебовицким В.А. и соавторами (2004 г.). Как видно из диаграммы, все образцы располагаются на или вблизи линии перехода алмаз-графит. Полученные параметры температуры и давления соответствуют глубине 130-155 км.

Расчет химического состава пород производился на основе химических анализов минералов, их плотности и количественного минералогического состава пород.

Вариации составов лерцолитов, а также составы примитивной мантии по данным различных авторов представлены в табл. 2. Как видно из данных таблицы, лерцолиты из трубки им. В.Гриба обеднены FeO, CaO, Al₂O₃ по сравнению с примитивной мантией. На диаграмме Уолтера (Walter Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere M. J. Walter Okayama University, Misasa, Japan) точки составов изученных лерцолитов в распределении SiO₂/FeO попадают в область древних кратонов с характерной степенью плавления 40-43 % (рис.4).

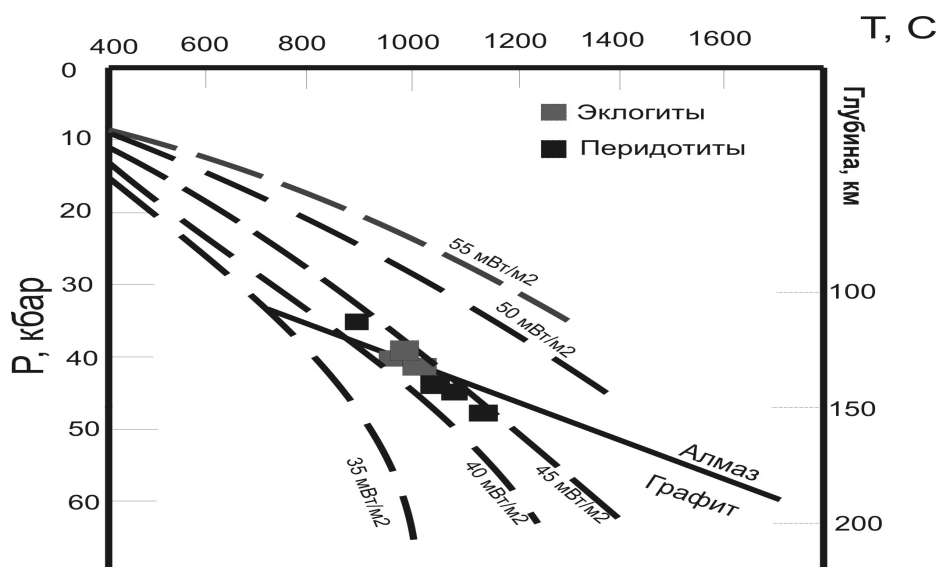


Рис. 3. P-T параметры равновесия мантийных и коровых ксенолитов (по В.А.Глебовицкому)

Табл.2. Вариации состава лерцолитов из трубки им.В.Гриба и примитивной мантии по данным различных авторов.

	106-758	120-21	120-483,3	по Рингвуду	Jagoutz	Palme and Nickel	McDonough and Sun
SiO ₂	43,4	43,8	43,3	45,1	45,1	46,2	45
Al ₂ O ₃	3,8	2,5	4,6	3,3	4	4,8	4,4
FeO	7,0	6,8	6,7	8	7,8	7,7	8,1
MgO	42,2	43,4	42,0	38,1	38,3	35,5	37,8
CaO	1,5	1,8	1,7	3,1	3,5	4,4	3,5
сумма	98,0	98,2	98,4	97,6	98,7	98,6	98,8

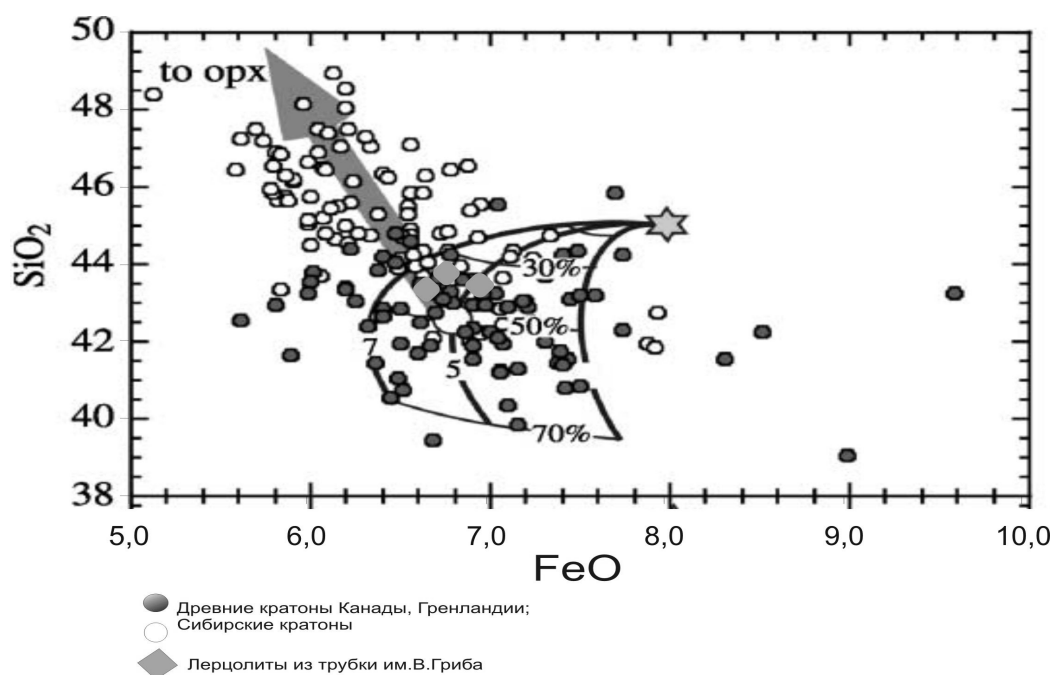


Рис. 4. Диаграмма J. Walter в распределении SiO₂/FeO

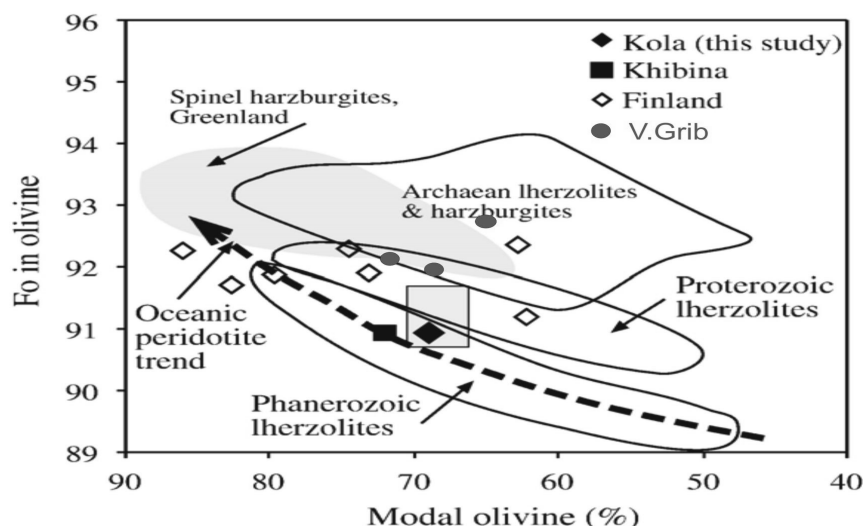


Рис. 5. Диаграмма Beard и Downes в распределении Fo в оливине и модалного состава оливина в породе

На диаграмме Beard и Downes, основанной на модалном составе оливина и содержании форстеритового компонента, изученные лерцолиты попадают в зону Архейской мантии (рис 5).

Таким образом, химический состав минералов флогопит – гранатовых лерцолитов и гранатовых лерцолитов отличается. Реконструкция состава гранатовых лерцолитов показала, что изученные образцы представляют собой истощенную Архейскую мантию древних кратонов. По вычисленным параметрам все изученные образцы находятся на или вблизи прямой перехода алмаз-графит. Широкое развитие флогопитовых перидотитов, а также наличие кайм флогопита вокруг зерен пиропов может указывать на интенсивное проявление процессов мантийного метасоматоза в породах материнского глубинного субстрата кимберлитов трубки им. В. Гриба. Зерна флогопита идиоморфны и недеформированы, а гранат в флогопит-содержащих лерцолитах зонален, что может указывать на то, что процессы мантийного метасоматоза произошли незадолго до захвата этих пород кимберлитовой магмой.

Минералогия, кристаллография

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВОЙ ЖИЛЫ ЛЮМАКИ

Брисюк А. В.

СПбГУ, Санкт-Петербург, mralex_spb@mail.ru

Объектом исследования в настоящей работе послужила пегматитовая жила в районе Люмаки в Финляндии, вмещающая одноименное месторождение ювелирных бериллов. Интерес к этому объекту обусловлен с одной стороны близостью состава пегматита Люмаки и Волынских пегматитов вмещающих пород (гранитов-рапакиви), а с другой внешним сходством ювелирного берилла этих месторождений. Пегматит Люмаки охарактеризован только в одной статье (Serro, 1993) посвященной бериллам и, соответственно, описание самой жилы сделано крайне скупо.

Целью настоящей работы является получение количественной минералого-геохимической характеристике пегматитовой жилы Люмаки и сопоставление результатов исследования с имеющимися данными по волынским пегматитам.

Основные задачи исследования сформулированы следующим образом:

1. Выявить вариации вещественного состава и текстурно-структурных особенностей пород жилы по простиранию и мощности на основе выполненной в поле фотодокументации и изучения взятых образцов и прозрачнополированных шлифов.
2. Определить на основе результатов аналитических исследований (ICP MS, спектральный полуколичественный анализ, рентгено-спектральный флюоресцентный анализ, рентгено-фазовый анализ) различия в составе минералов по простиранию и мощности тела.
3. Определить температурный режим кристаллизации ведущих парагенезисов пегматита.
4. На основе сопоставления состава минералов пегматитовой жилы Люмаки и особенностей ее внутреннего строения с аналогичными характеристиками пегматитов Волыни, дать прогнозную оценку продуктивности изучаемого объекта на камнесамоцветное сырье.

Минералого-петрографическая характеристика пород жилы Люмаки.

Данная жила представляет собой субширотное пологопадающее пегматитовое тело (угол падения 12° , азимут простирания 300°), резко несогласно секущее вмещающие породы (граниты-рапакиви).

Вмещающие породы представлены рогово-обманковыми биотитовыми рапакиви. Окраска у них розовато-серая, средний минеральный состав (в порядке уменьшения содержания): микроклин, кварц, плагиоклаз, роговая обманка, биотит, пироксен и акцессорные минералы (флюорит, апатит, циркон, ильменит и магнетит).

В приконтактовой зоне со стороны гранитов-рапакиви. Происходит увеличение содержания темноцветных минералов и связанных с ними акцессорных. Изометричные овоиды КПШ окаймлены бежевой оторочкой и в целом наблюдается помутнение и побурение КПШ. В приконтактовой зоне в граните развита сильная трещиноватость, обтекающая пегматитовое тело. Наблюдаются веерообразные и радиально-концентрические трещины, заполненные дресвяным материалом. В зоне непосредственного контакта породы эпидотизированы, наблюдаются микропримазки флюорита на биотите. Зона контакта имеет неровную, но четкую границу. В приконтактовой зоне со стороны пегматита минералы ожелезнены представлены микроклин-кварцевым составом, также заметны редкие зерна плагиоклаза (альбита) имеющего таблитчатую структуру.

Затем идет графическая зона. Она образует внешнюю непрерывную оторочку мощностью ≈ 5 м. Местами породы графической зоны разделены горизонтальными трещинами на плиты переменной мощности, по трещинам развиваются кристаллы мориона и микроклин-пертита. А в основном эта зона представлена графическими срастаниями кварца и КПШ. Ближе к центру тела мономинеральные обособления микроклина чередуются с участками радиально-графических структур, при этом зерна дымчатого кварца и микроклина имеют вытянутую, иногда конусовидную форму и направлены в сторону осевой части тела. Эта зона ожелезнена, местами наблюдаются целые участки покрытые железистыми охрами. К центру пегматита наблюдается укрупнение зернистости, увеличивается содержание биотита, вкрапленники кварца становятся более редкими, ихтиоглипты приобретают скелетный характер и сложную форму. Перед следующей зоной (блоковой) содержание кварца резко возрастает и увеличивается размер зерен.

Блоковая зона. Эта зона развита неравномерно и связана с предидущей зоной преимущественно постепенными переходами и местами содержит реликты классической графической зоны. Блоковая зона представлена крупными выделениями серого блокового кварца и микроклин-пертита, ближе к кварцевому ядру появляются крупные лейсты биотита он образует пластины, пачки и боченкообразные кристаллы, иногда встречается в виде “барботова глаза” и местами встречается блоковый альбит, неювелирный желтый берилл, монацит и редкие проявления топаза (неограниченные мелкозернистые агрегаты). В этой зоне

появляются миаролы. В приммиарольной части в ходе выщелачивания породы сильно ожелезнены и микроклин-пертит становится бурым или красным, пегматоидные породы переходят в друзовые сростания кварца и микроклин-пертита, которые при выходе в миаролу приобретают хорошую огранку. Мощность блоковой зоны не превышает 1м.

В блоковой зоне появляются миаролы выполненные дымчатым кварцем, мелкими крайне редкими кристаллами топаза, мелкочешуйчатым биотитом и зеленым ювелирным бериллом, так же они могут содержать кристаллы, альбита, микроклина, ортоклаза, местами: берtrandит, гетит, и флюорит. Размеры миаролы могут быть от нескольких сантиметров до нескольких метров. Вокруг миаролы наблюдаются радиально зональные трещины контракции. Под миаролами расположена зона выщелачивания, там видны следы растворения и замещения кварца, биотита и микроклин-пертита, а также и новообразованные минералы: альбит, гидрослюда и опал. В пегматитах Люмаки эта зона не превышает первых десятков сантиметров.

Кварцевое ядро расположено в центральной части тела и представлено молочно-белым кварцем. В кварцевой зоне тоже иногда встречаются миаролы выполненные исключительно дымчатым кварцем. Причем плитки кварца около миаролы расположены ориентировано и иногда регенерированы бесцветным и дымчатым кварцем. Непосредственно на контакте с миаролой кварц бывает настолько трещиноватый, что при разборке превращается в кварцевую сыпучку. Мощность кварцевого ядра до 20м, контакт с блоковой зоной резкий и извилистый.

Минералого-петрографическая характеристика пегматитов позволяет отнести их к хрусталеносной формации по классификации Гордиенко В.В. (Гордиенко, 1996).

Морфологические особенности и генерации калиевых полевых шпатов

В пегматитах Люмаки можно выделить не менее двух разновидностей КПШ.

Графический КПШ, по-видимому, является наиболее ранним среди всех разновидностей минерала. Его характерной особенностью является в целом пойкилитовый характер выделений, обусловленный многочисленными закономерно ориентированными, мелкими вростками кварца в значительно более крупных выделениях КПШ. Графический КПШ образует зерна от 1 до 10 см. заполненные пертитовыми вростками альбита (плаггиоклаз соответствует 17 номеру).

Блоковый КПШ принадлежит к более поздней второй генерации минерала. Он образует изометрические выделения, лишенные кварцевых вросток с характерным груборешетчатым двойниковым строением. Часто можно увидеть как графический агрегат путем постепенного укрупнения ихтиоглиптов кварца, их преобразования в ленточные изометричные формы переходит в агрегат блокового КПШ и кварца. Такие наблюдения свидетельствуют о более позднем образовании блокового КПШ по сравнению с графическим и позволяют его рассматривать как самостоятельную генерацию. Для блокового КПШ характерно развитие крупных ленточных пертитов, плаггиоклаз в которых соответствует номеру 8.

По свинцовому термометру (Гордиенко, 1994). была рассчитана температура кристаллизации она составила для графической зоны 633 С, для блоковой зоны 573 С. Отношения К/Na в КПШ уменьшается по мощности (почти в 2 раза) опираясь на изобарометрическую диаграмму Стромера, этот факт можно интерпретировать как существенное снижение давления в системе в ходе пегматитогенеза, давление во время кристаллизации графической зоны было >10кб, во время кристаллизации блоковой зоны оно равнялось ≈3,5кб. На основе чего можно сказать, что процесс образования миарольных ассоциаций происходил гораздо позже во времени и миаролы, возможно, наложенные.

Вариации вещественного состава по простираанию и по мощности пегматитовой жилы

1. Взаимоотношения с вмещающими породами пегматита Люмаки показывает что он принадлежит к фациальному классу и максимально приближен по вещественному составу к материнским гранитоидам, тогда как волынские пегматиты относятся к классу фазовых. Наблюдаемые следы распада полевого шпата на калиевый и натриевый в пегматите Люмаки свидетельствуют о значительно большей глубинности его формирования. Волынские пегматиты относятся к классу фазовых пегматитов.

2. Рассчитанные температуры и давления кристаллизации графической и блоковой зон пегматита Люмаки (605°C, 6 кб и 573°C, 3,5 кб соответственно), оказались значительно выше, чем в пегматитах Волыни (590°C, 1 кб).

3. Слюды в пегматите Люмаки весьма близки к слюдам вмещающих амфибол биотитовых гранитов рапакиви по содержанию железа и марганца, но отличаются повышенным содержанием лития. Эволюционный ряд этих слюд соответствует переходу от протолинионита к мусковиту. Такая эволюция принципиально отлична от вариации состава слюд пегматитов Волыни (от биотита к лепидолиту), что в свою очередь говорит о гораздо меньшей степени дифференцированности жилы Люмаки.

4. Химический состав бериллов из пегматита резко отличается от бериллов Волыни, что соответствует формации керамических пегматитов (по классификации Гордиенко В.В.), а не хрусталеносной (к которой принадлежат волынские самоцветы).

5. Распределение элементов Rb, Sr и Ba в калиевых полевых шпатах по простиранию жилы показывают, что ее северо-западная отвечает более высокому уровню дифференциации чем юго-восточная. Об этом также свидетельствует и увеличение триклинной-моноклинной упорядоченности в КПШ. Таким образом расширение карьерной выработки должно вестись в северо-западном направлении, которое соответствует направлению роста дифференциации системы, а следовательно, и продуктивности пегматита на камнесамоцветное сырье.

6. Совокупность полученных минералого-геохимических данных несомненно свидетельствуют о гораздо меньшей степени дифференциации (зрелости) вещества пегматитов Люмаки по сравнению с пегматитами Волыни, обусловленной их большей глубиной формирования и более высоким температурным режимом кристаллизации. Это означает, что пегматиты Люмаки являются менее продуктивными на камнесамоцветное сырье чем пегматиты Волыни.

Перспективы

Продолжение изучения данного района позволит, вероятно, обнаружить поле пегматитов аналогичной специализации и на территории России, а также разработать методику по изучению и поиску подобных объектов.

ЛИТЕРАТУРА

Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. СПб. 1996.

Гордиенко В.В., Пономарева Н.И. Распределение свинца между сосуществующими калиевым полевым шпатом и плагиоклазом как двуполевошпатовый геотермометр. Доклады академии наук. 1994.

Seppö I. Lahti, Kari A. Kinnunen A new gem localiti Luumaki, Finland. Notes and new techniques. 1993.

НЕКОТОРЫЕ ОПТИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОРЕНЦИТА ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Карпова А.М.

СПбГУ, Санкт - Петербург, karpovaam@gmail.com

Лоренценит $\text{Na}_2\text{Ti}_2[(\text{Si}_2\text{O}_6)]\text{O}_3$ — цепочечный силикат титана и натрия — характерен для щелочных магматитов (рисчорритов, хибинитов, фойяитов и мельтейгит — уртитов), а также связанных с ними пегматитов, метасоматитов и гидротермальных жил.

Данный минерал уникален тем, что является одним из немногих силикатов, содержащих большое количество титана в своем составе — в среднем около 44 мас.% - при сравнительно постоянном химическом составе. Важными особенностями, обращающим на себя внимание, являются широкие вариации облика и оптических свойств (Дорфман и др., 1966; Костылева-Лабунцова и др., 1978). В 1947 Я. В. Беловым был предположен механизм, которым может быть обусловлена окраска и плеохроизм лоренценита — это перенос заряда $\text{Ti}^{3+} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$. Позже некоторые исследователи также приходили к этому предположению, но при этом механизм остался не доказанным.

Основная задача представленной работы заключается в объяснении причин вариаций цвета и блеска лоренценита.

Морфология

В щелочных комплексах Кольского полуострова выделяются три морфологических типа минерала: 1) — толстотаблитчатые, короткопризматические кристаллы изометричной формы темно-бурого или черного цвета с алмазным блеском; 2) — игольчатые или длиннопризматические кристаллы коричневого и желто-коричневого цвета с алмазным блеском; 3) — игольчатые кристаллы белого или светло-сиреневого цвета, образующие субпараллельный агрегат с шелковистым блеском.

Лоренценит последнего типа — образует псевдоморфозы по титаниту, лампрофиллиту и ильмениту. При этом лоренценит развивается в виде игольчатых кристаллов в интерстициях между которыми находятся карбонаты Ca, Sr, Ba и Ree (кальцит и стронцианит) (рис.1).

Химический состав

Теоретическое содержание главных компонентов лоренценита (в массовых %): TiO_2 — 46.74, SiO_2 — 35.13, а Na_2O — 18.13.

Для установления химического состава трех морфологических разновидностей лоренценита были выполнены микрозондовые определения в двух различных лабораториях. Полученные результаты, а так же литературные данные, приведены в табл.1.

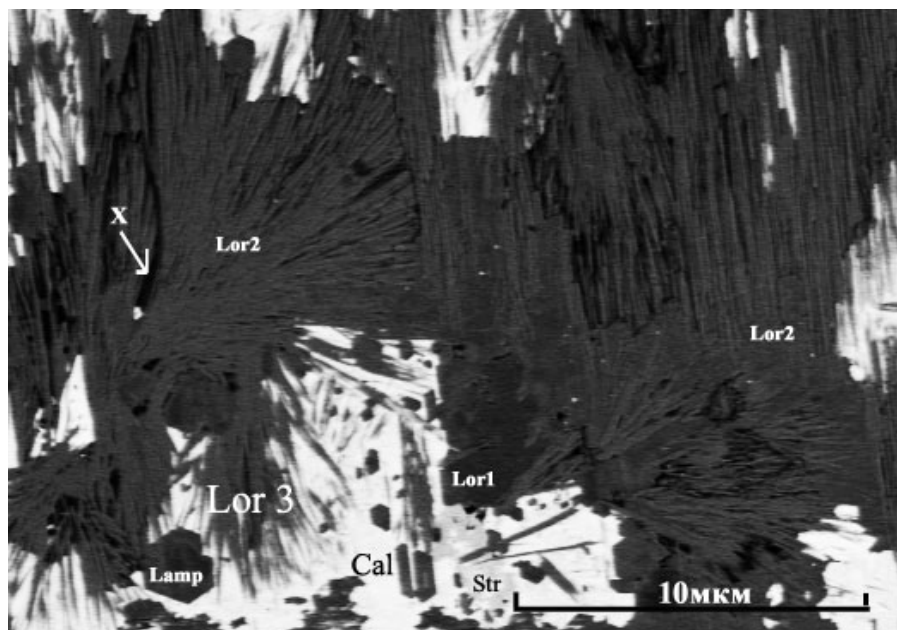


Рис.1. Псевдоморфоза тонкоигольчатого белого лоренценита по лампрофиллиту. Съемка на SEM501B фирмы Philips с энергодисперсионным рентгеноанализатором EPIX9100, аналитик А.Р. Нестеров

Табл. 1. Химический состав лоренценита (в масс.%)

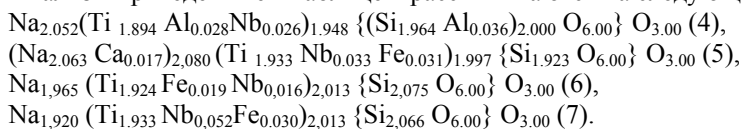
№ п.п.	1*	2*	3*	4*	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	35,85	35,25	30,90	34,26	33,62	36,27	35,74	35,84	35,35	36,62	34,54
TiO ₂	43,88	43,10	46,26	43,91	44,91	44,68	44,45	44,25	43,49	44,22	44,30
Al ₂ O ₃		0,71	0,87	0,95							0,15
FeO	0,56	1,11	1,46		0,64	0,40	0,61	0,64	0,91	0,41	0,63
MgO		0,28	0,10								0,02
MnO		сл.	0,01								
CaO		0,19	0,57		0,28						0,15
Na ₂ O	17,06	16,70	17,40	18,46	18,60	17,72	17,13	17,02	16,35	17,62	17,73
K ₂ O		0,69	0,38								0,01
Nb ₂ O ₅	2,06	2,21	0,14	1,00	1,29	0,63	1,98	2,31	3,60	1,00	2,13
Сумма	99,40	100,41	99,59	98,58	99,34	99,70	99,91	100,06	99,71	99,87	99,71

Примечание: везде указано Fe суммарное. В анализе 2 - Ca указан в сумме со Sr; H₂O не обнаружено; п.п. 0,19; в анализе 3 – 0,32% FeO и 1,14 Fe₂O₃; в анализе 11 – 0,05 Cr₂O₃.

1, 6-10 – изучались на SEM501B фирмы Philips с энергодисперсионным рентгеноанализатором EPIX9100, аналитик А.Р. Нестеров. 2 – мокрая химия, аналитик Т.А. Капитонова, 1961(Хибины, Партомчорр, перекристаллизованный рамзаит). 3 - мокрая химия (Ловозеро, г. Вавенбед, радиально - лучистый лоренценит по ильмениту). 4, 5 - изучались на электронно-зондовом микроанализаторе в лаборатории Института им. Хлопина на приборе "CamScan" с полупроводниковым спектрометром AN-10000 фирмы Link, аналитик Ю.Л.Крецер. 11 - по данным <http://truff.info/lorenzenite> Хибины.

* - лоренценит третьей разновидности (белый).

Анализы приведенные в таблице 1 рассчитываются на следующие кристаллохимические формулы:



Анализы лоренценита обнаруживают весьма постоянный состав образцов первого, второго и третьего типов минерала, что подтверждает выводы Б.Е. Боруцкого и соавторов (1971) о постоянстве состава минерала. По результатам анализов суммарное содержание Fe²⁺ и Fe³⁺ колеблется от 0.4 до 1%; концентрация MnO 0 – 0.6%. Исключение составляет Nb₂O₅, содержание которого варьирует от 0,9 до 6.9%. Это означает, что наличие Fe²⁺, Fe³⁺ и Mn в лоренцените не влияет на его цвет и блеск, т.к. содержание Fe в лоренцените белого цвета иногда превышает содержание его в коричневых, а Mn содержится в малых количествах (табл.1).

Показано, что в наиболее ранних (на рис.1 – темные, массивные) выделениях содержание Nb, Fe, K, Ca и Al максимально. В корневой и центральной частях иголок отмечаются (в меньших количествах) Nb, Fe, Al. В лоренцените, слагающем оконечность игольчатых агрегатов не обнаружено Nb и других изоморфных примесей, кроме Fe (табл. 6). В межинтестигионных карбонатах ряда витерит - стронцианит (светлые, чуть сероватые фазы) и кальцит (самая светлая фаза), также наблюдаются различные содержания изоморфных примесей. В минералах из ряда витерит - стронцианит обнаружены редкие земли, натрий, калий, кальций, титан, а в кальците – только примесь стронция (до 1%).

Наши данные противоречат результатам исследования Костылевой-Лабунцовой с соавторами (1978) о повышенном содержании Nb в поздних выделениях. По-видимому, концентрация этого элемента колеблется в зависимости от различных факторов и, прежде всего, от состава среды минералообразования и субстрата по которому развивался минерал.

Действительно, при замещении лампрофиллита, содержащего Ti, Mn, TR, Sr и Ba, первый из этих элементов локализуется в лоренцените, а последние три – в стронцианите, в том случае если замещение проходило в CO₃ – содержащих растворах.

ИК-спектроскопия

Для проверки предположения М.Д. Дорфмана и соавторов (1966) о возможном присутствии воды, гидроксил - групп и оксония в структуре лоренценита проводилась инфракрасная спектроскопия для трех различных по цвету образцов. На ИК-спектрах видно, что при характеристических частотах 3800-3600, 3500-2000 и 1635 см⁻¹ в данных образцах воды и гидроксил - групп не наблюдается. Поскольку результаты химического и рентгеновского анализов достаточно однородны, этот вывод можно считать справедливым и для всех остальных образцов.

Рентгенография

Вариации параметров элементарной ячейки (табл. 2) всех разновидностей лоренценита находятся в пределах погрешностей анализа. Незначительность вариаций параметров элементарной ячейки объясняется, по-видимому, близостью ионных радиусов Ti³⁺ (0,69 Å) и Ti⁴⁺ (0,64 Å).

Табл. 2. Параметры элементарной ячейки лоренценита

№ п.п.	a	b	c
1	5,234(4)	14,486(6)	8,697(3)
2	5,233(2)	14,490(4)	8,702(1)
5	5,2346(8)	14,476(3)	8,700(3)
10	5,230(2)	14,490(3)	8,698(4)
12	5,2327(5)	14,487(2)	8,7128(10)

Примечание: № п.п. соответствует № п.п. в табл.1. 12 – по данным . Sundberg M.R, 1987.

Оптические свойства

Лоренценит второй и третьей морфологических разновидностей прозрачен, а кристаллы первой – просвечивают только в тонких сколах различными оттенками коричневого и вишневого цвета.

Для доказательства идиоохроматической природы окраски лоренценита (например, отсутствия гидроокисных пленок) обр. 1, подвергался травлению щавелевой кислотой в атмосферных условиях. Эксперимент показал, что цвет порошка до и после травления не изменился, то есть окраска минерала идиоохроматична.

Были изучены спектры поглощения и отражения лоренценита.

Спектры **поглощения**, полученные нами, представлены на рис.2. Очевидно, они не отличаются от спектра поглощения приведенного А.Н. Платоновым (1976). В сине-зеленой области они обладают максимальным поглощением, и это обуславливает коричневый цвет минерала. В области 21300 см⁻¹ (469 нм) поглощение обусловлено механизмом переноса заряда возникающем между разнозарядными ионами титана. Исходя из структуры, мы предполагаем две возможности переноса заряда

- через ребра октаэдров (в результате перекрытия орбиталей) по схеме Ti³⁺ → Ti⁴⁺;
- перенос заряда через кислород в комплексах Ti³⁺ – O²⁻ – Ti⁴⁺.

В случае соединения по ребру происходит частичное перекрытие *t_{2g}*-орбиталей и возможен электронный обмен между ними. В качестве донора выступает ион Ti³⁺, имеющий один *d*-электрон, который при оптическом возбуждении может переходить на полностью свободные *d*-орбитали иона Ti⁴⁺, вызывая появление в полосы переноса заряда Ti³⁺ → Ti⁴⁺.

Для доказательства нами было проведено нагревание коричневых образцов в которых по нашим предположениям присутствуют разновалентные формы титана. В конце эксперимента на зернах образовалась

корка белого лоренценита. Это обстоятельство можно рассматривать только как окисление Ti^{3+} под воздействием температуры и разрушение предложенного механизма окрашивания.

Косвенное свидетельство в пользу этого предположения представляют вариации коэффициента отражения минерала от 7.5% (у светлоокрашенного) до 11.7% (у коричневого) лоренценита. По-видимому, светлоокрашенный лоренценит практически содержит только Ti^{4+} , тогда как в коричневой разновидности присутствуют заметные концентрации Ti^{3+} . Очевидно, что при переносе электронов $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$ степень «металличности» связи и коэффициент отражения должны увеличиваться.

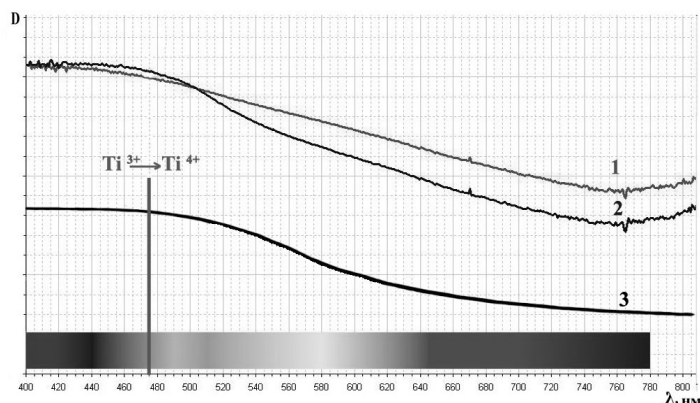


Рис.2. Спектры поглощения лоренценита

- 1 – обр.1 после нагрева;
- 2 – обр.1 до нагрева;
- 3 – по данным А.Н.Платонова (1967г.)

Таким образом, лоренценит является уникальным примером влияния механизма переноса заряда и на блеск и на окраску минерала.

Рассмотрение эволюции окислительно-восстановительного потенциала минералообразующих систем в щелочных комплексах показывает, что окислительные свойства в этих средах закономерно возрастают (Костылева-Лабунцова и др., 1978). Так, в составе пироксенов из магматитов присутствует свыше 30% геденбергита (Fe^{2+}), в последующих генерациях пироксенов концентрация этого компонента постепенно уменьшается, а поздний пироксен представлен практически чистым эгирином (Fe^{3+}). Аналогично, в лоренцените из пегматитов и ранних метасоматитов присутствует Ti^{3+} , а в поздней разновидности он может смениться на Ti^{4+} . Отметим, что лоренценит – один из немногих минералов содержащих большое количество разновалентного титана, с которым связана его окраска.

Таким образом, цвет лоренценита – является индикатором эволюции окислительно-восстановительного потенциала в щелочных системах. Механизм переноса заряда $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$ отвечает за широкие вариации окраски (от темно – коричневой до бесцветной) и блеска (от слабого алмазного до полуметаллического). При этом Fe^{3+} совершенно не влияет на окраску лоренценита (в некоторых бесцветных образцах его больше, чем в темно – коричневых). В целом, лоренценит уникален:

- как один из немногих минералов, содержащих заметные количества Ti^{3+} ;
- как один из минералов, окраска которого обусловлена исключительно переносом заряда $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$;
- как минерал, окраска которого непосредственно связана с окислительно-восстановительным потенциалом среды минералообразования.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю доценту каф. минералогии Евдокимову Михаилу Дмитриевичу и директору ЗАО «Северные минералы» Николаю Игоревичу Фришману за помощь в сборе материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Я.В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М.: Изд-во АН СССР. 1947. 237.
- Боруцкий Б.Е. и др. В кн.: Методы химического анализа и состав минералов. М.: Наука. 1971. 39 с.
- Дорфман М.Д., Белова Е.Н., Забавникова Н.И. Новые данные о рамзаите // в кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука. 1966. вып.17. С. 45-59.
- Костылева-Лабунцова Е.Е. и др. Минералогия Хибинского массива (минералы). Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука. 1978. т.2. 586 с.
- Минералы. ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука. 1981. т.3. С. 470-477.
- Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка. 1976.
- Sundberg M.R., Lehtinen M., Kivekäs R. Refinement of the crystal structure of ramsayite (lorenzenite), American Mineralogist. 1987. 72. 173-177.

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Котова Е.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, enkotova@geo.komisc.ru

Жильный кварц и горный хрусталь являются сырьем для синтеза монокристаллов и плавки стекла и имеют важное промышленное значение. Существенным критерием при качественно-технологической оценке кварца является содержание в нем минеральных и газовой-жидких включений. Для максимальной очистки кварца от примесей используются различные технологии переработки кварца, включающие магнитную и электрическую сепарацию, флотацию, кислотное травление и др. Химические анализы показывают эффективное снижение содержания элементов-примесей после таких операций, однако полного их удаления не происходит. В кварце, как правило, остаются структурные примеси, удаление которых практически недостижимо, а также некоторые неструктурные примеси, связанные с твердыми и жидкими микрочастицами. Количество остающихся включений в кварце, вероятно, обусловлено их составом, формой нахождения, особенностями строения самого кварца.

С целью определения присутствующих в кварце микроминеральных включений, нами проведено сравнительное электронно-микроскопическое исследование промышленных разновидностей жильного кварца и горного хрусталя гидротермально-метаморфогенных месторождений Приполярного Урала до и после обработки их плавиковой кислотой. В эксперименте использовался 26 %-ный раствор HF, в котором пробы в течение часа дважды прогревались при температуре 95°C и промывались в дистиллированной воде. На сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link анализировалась крупка (0.1–0.5 мм) гигантозернистого слабопрозрачного кварца, прозрачного реликтового, гранулированного, стекловидного, горного хрусталя и первично-мелкозернистого кварца, детально описанных в ряде работ (Кузнецов, 1998 и др.).

Исходные пробы кварца, предварительно промытые для удаления пылевидных частиц дистиллированной водой, заметно различаются между собой при увеличении под микроскопом по морфологии и деталям поверхности, наличию и форме содержащихся в них микровключений. Зерна *гигантозернистого слабопрозрачного* кварца имеют комковидную форму, без четких граней, местами с сильно шероховатой поверхностью (рис. 1, а). Наблюдаются множественные следы от вскрытых газовых включений, а также большое количество однообразных железосодержащих насыщенных водой фаз гелеподобной структуры, которые в ряде случаев отмечались и в другом кварце. *Стеклоподобный кварц* и *горный хрусталь* на электронно-микроскопическом уровне выглядят чище и дают похожую картину (рис. 1, б). На зернах проявлены в основном гладкие грани, иногда с типичной картиной раковистых кварцевых сколов (Балакирев, 1991). Признаки растворения на поверхности практически отсутствуют. Преимущественно чистый, гладкий или разлистванный рельеф поверхности сколов, отсутствие следов растворения и посторонних включений свидетельствуют о визуальной бездефектности зерен. На зернах в целом чистого *гранулированного кварца* рядом с абсолютно гладкими поверхностями сколов иногда наблюдаются места с неровным бугорчатым рельефом. Вероятно такие участки – это поверхности сколов, образованные по межгранульным границам кварца, являющимся более дефектными по отношению к центральной части гранул. *Прозрачный реликтовый кварц* в основной массе имеет кристаллографически ограниченные зерна, почти не содержит следов природного растворения и микровключений (рис. 1, в). *Первично-мелкозернистый кварц*, характеризующийся по данным химических анализов значительным количеством элементов примесей, содержит большое количество минеральных и газовой-жидких включений (Кузнецов и др., 2008). При электронно-микроскопическом наблюдении обращает внимание морфологическая неоднородность зерен: встречаются индивиды с правильными кристаллографическими очертаниями и плоскими гранями, а так же комковатые, со множественными следами растворения зерна. Некоторые из них находятся в сростках с крупными частицами хлорита, слюдистых минералов (рис. 1, г). Во многих случаях наблюдаются глубокие поры или выходы каналов, ориентированные вдоль ослабленных плоскостей кварца. Рядом с ними встречаются рыхлые гидроксильные образования сульфатно-хлоритного состава, вероятно ранее выплеснувшиеся из них.

Зерна *гигантозернистого слабопрозрачного кварца* после кислотной обработки – слабоизометричны, сильно протравлены с поверхности, содержат множественные, в том числе цепочечные следы растворения от крупных и мелких включений (рис. 2, а). Крайне редко, на поверхности зерен встречаются включения сложного состава. *Стеклоподобный кварц* после растворения кислотой сохраняет угловатую форму исходных зерен, имеет характер незначительного приповерхностного травления с редкими следами растворения от крупных пластинчатых и других сложных включений (рис. 2, б). Инородные минеральные включения встречены в единичных случаях. Характерной особенностью *гранулированного кварца* является наличие в общей массе как угловатых зерен с почти нетронутой травлением поверхностью, так и сильно

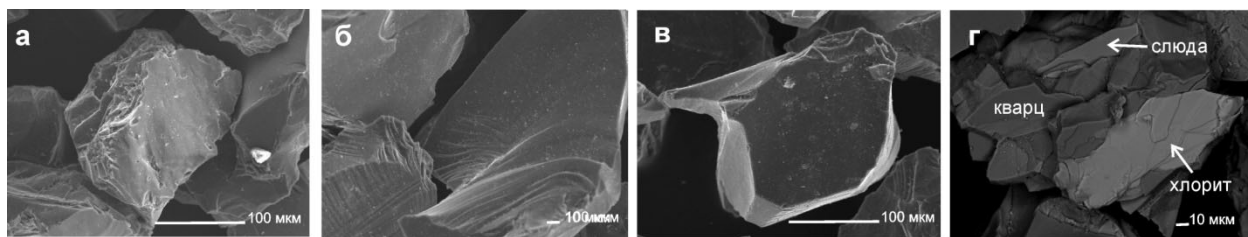


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения исходных зерен кварца: а – зерно слабопрозрачно молочного кварца; б – фрагменты зерен горного хрусталя; в – зерно прозрачного реликтового кварца четкой кристаллографической формы; г – зерно мелкозернистого кварца в сростке с хлоритом и слюдой

протравленных, словно губка, зерен. При детальном анализе на поверхности были обнаружены включения барита, магнетита и незначительные солевые выделения по составу близкие к кальциту или доломиту. Зерна кристаллов *горного хрусталя* после кислотного воздействия сохраняют шестовато-вытянутую форму с подчеркнутой краеугольностью. Грани одних и тех же зерен иногда имеют морфологически разнообразные поверхности: зеркально-гладкие, бугристо-шаровидные, либо несущие следы растворения от цепочечных включений, в том числе правильных пирамидальных форм. *Прозрачный реликтовый кварц* по внешнему виду протравленных зерен похож на горный хрусталь. Встречаются зерна как почти нетронутые травлением, так и зерна с рассеянными по поверхности следами от небольших включений, иногда образующими длинные прямолинейные цепочки, возможно, ориентированные по зонам роста или залеченным трещинам в кварцевых индивидах. В ходе детального электронно-микроскопического сканирования вдоль таких трещин обнаруживались лепестковидные включения солей, размером 10–20 мкм с преобладанием в составе Na, K, Cl (рис. 2, в), оставшиеся в кварце после травления. Поскольку таких включений встречено много, можно предположить, что они образовались в процессе подготовки (напыления) образцов. До этого они находились около поверхности зерен и были скрыты за тончайшими кварцевыми стенками, препятствовавшими их высвобождению при кислотном травлении, а попав в вакуум при напылении, прорвали их. Наиболее заметно кислотное травление проявлено на *первично-мелкозернистом кварце*, являющемся исходно сильно загрязненным разными примесями. Его зерна сплошь покрыты бороздами травления, образованными высвободившимися крупными и мелкими включениями (рис. 2, г).

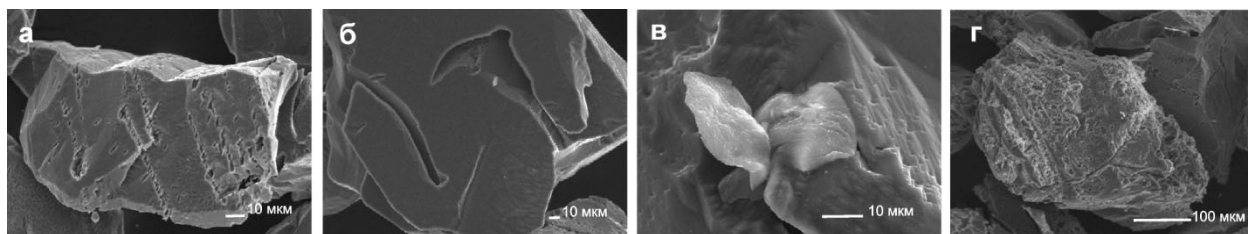


Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения обработанного кислотой кварца: а – зерно слабопрозрачного кварца с цепочечными ямками травления; б – следы растворения от крупных пластинчатых включений на зерне стекловидного кварца; в – солевое включение в прозрачном кварце; г – зерно мелкозернистого кварца со следами растворения от множественных включений

Электронно-микроскопическое исследование выявило различия в морфологии поверхности зерен различных типов кварца. Наиболее чистой в отношении минеральных и газово-жидких включений является крупка горного хрусталя, стекловидного, прозрачного и гранулированного жильного кварца. Гигантозернистый слабопрозрачный и первично мелкозернистый кварц содержат значительное количество газово-жидких и минеральных включений, которые в ходе кислотного травления высвобождаются из близповерхностных участков зерен.

Автор признательна В.Н.Филиппову за проведение электронно-микроскопических наблюдений и обсуждение материалов работы. *Исследования поддержаны грантом РФФИ (09-05-98809-р_север_а).*

ЛИТЕРАТУРА

- Балакирев В.Г., Мельников Е.П. Электронно-микроскопическая фрактография кварца // Мин-во геол. СССР. ВНИИСИМС. М.: Недра. 1991. 120 с.
 Кузнецов С. К. Жильный кварц Приполярного Урала. СПб.: Наука. 1998. 203 с.
 Кузнецов С.К., Лютоев В.П., Котова Е.Н. Предельная обогатимость кварцевого сырья и его особо чистые разновидности // В кн. «Перспективные геотехнологии». СПб.: Наука. 2008.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ СФАЛЕРИТОПОДОБНЫХ РТУТЬСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ: ГАЛХАИТА $[(\text{Cu}, \text{Zn})_{0.98}\text{Hg}_{4.83}\square_{0.18}](\text{Cs}_{0.71}\text{Tl}_{0.14}\square_{0.15})(\text{As}_{3.44}\text{Sb}_{0.56})\text{S}_{12}$, АКТАШИТА $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$, ШВАЦИТА $\text{Cu}_{11.26}\text{Hg}_{0.75}\text{As}_{2.83}\text{Sb}_{1.17}\text{S}_{13}$ И ОСОБЕННОСТИ ИХ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

Куратьева Н. В., Магарилл С. А., Борисов С. В., Первухина Н. В.

Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН; Новосибирск, svetlana@che.nsk.su

Сульфосоли составляют почти половину известных природных сульфидов (более 100 минеральных видов). Среди других сульфосолей кристаллохимическими особенностями выделяются сульфосоли мелких катионов (Cu, Ag, Hg). Для них характерно присутствие атомов As, реже Sb в тройной зонтичной координации в виде обособленных друг от друга радикальных групп AsS_3 и SbS_3 , ребра которых соизмеримы с полиэдрами катионов, чаще всего тетраэдров (CuS_4 , AgS_4 и HgS_4). Кристаллические структуры многих природных сульфосолей, несмотря на сложный катионный состав, представляют собой усложненные модификации структурного типа сфалерита (ZnS). Наиболее распространенным типом сочленения катионных тетраэдров является соединение по вершинам в трехмерный сфалеритовый каркас, где часть атомов серы может быть «пропущена», что приводит к понижению координации от тетраэдрической до тригональной зонтичной для As и Sb (Победимская, 1991).

Определение кристаллических структур ртутных и ртутьсодержащих минералов связано с трудностями в связи с частым отсутствием оптимальных по размеру и качеству монокристаллов, что отчасти вызвано «мобильностью» как ртутного компонента, так и других составляющих. Преобладающий вклад Hg в рентгеновское рассеяние обуславливает вторую и принципиальную сложность – трудность фиксирования легких атомов – анионов (O, S, Cl) в структурах этих соединений. В последнее время появляется все больше работ, посвященных уточнению или переопределению решенных ранее структур. Особенно оправдано и актуально это в случае сложных природных объектов, поскольку новейшие методы исследования позволяют решить множество оставшихся неясными вопросов и проблем. Из литературных данных известно, что химические составы образцов одного и того же минерала из разных месторождений нередко расходятся далеко за пределы ошибок анализа и, следовательно, возможны вариации их структур.

Настоящая работа посвящена определению кристаллических структур (метод РСТА) и исследованию особенностей составов минералов галхаита (месторождение Чаувай, Кыргызстан), акташита (месторождение Акташ, Россия) и швацита (Hg-содержащего теннантита) (месторождение Акташ). При проведении исследований использованы современные возможности работы с мелкими (до 0,01 мм) монокристаллами (дифрактометр Bruker X8Apex), учет поглощения, элементный анализ химического состава непосредственно исследуемого образца. Структуры соединений расшифрованы с помощью комплекса программ SIR2004 (Burla, 2005). Уточнение координат атомов проведено полноматричным МНК в анизотропном приближении по комплексу программ SHELX97 (Sheldrick, 1998).

В 1975 году была расшифрована структура минерала галхаита из Якутии (месторождение Гал-Хая) (Груздев, 1972; Каплунник, 1975), для которого по результатам химического анализа и структурного уточнения предложена формула HgAsS_2 . В том же году (Divjaković, 1975) опубликованы данные о кристаллической структуре галхаита из Невады (рудник Гетчелл), состав которого существенно другой: $(\text{Hg}, \text{Cu}, \text{Zn})_6(\text{Tl}, \square)\text{As}_4\text{S}_{12}$ (\square - здесь и далее обозначение вакантной позиции) - в катионной части появился атом Tl, относительное содержание As уменьшено. В 1981 году уточнены состав и структура галхаита из Невады (Chen, 1981), и

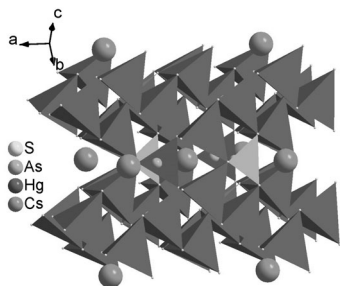


Рис. 1. Структура галхаита

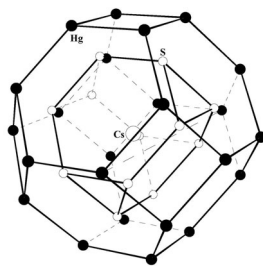


Рис. 2. Гептопараллелездр Федорова

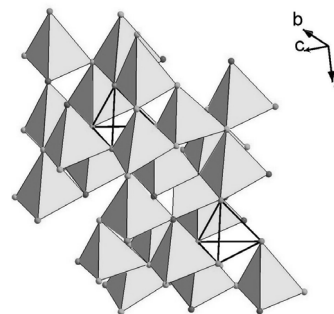


Рис. 3. Структура акташита

подвергнуты сомнению результаты исследования галхаита из Якутии.

Нами проведено исследование особенностей состава галхаита месторождений Гал-Хая (Якутия) и Чаувай (Кыргызстан) и уточнение кристаллической структуры минерала месторождения Чаувай. С помощью микронзонда JXA-5A при ускоряющем напряжении 20 кВ определен состав галхаита месторождения Гал-Хая (12 кристаллов) и Чаувай (19 кристаллов). Эмпирические формулы для средних составов минерала, рассчитанные из экспериментальной плотности: $(\text{Hg}_{4.89}\text{Cu}_{0.92}\text{Zn}_{0.07})_{5.88}(\text{Cs}_{0.71}\text{Tl}_{0.17})_{0.88}(\text{As}_{3.98}\text{Sb}_{0.17})_{4.15}\text{S}_{12.10}$ (месторождение Гал-Хая) и $(\text{Hg}_{4.64}\text{Cu}_{0.98}\text{Zn}_{0.34})_{5.96}(\text{Cs}_{0.85}\text{Tl}_{0.04})_{0.89}(\text{As}_{3.68}\text{Sb}_{0.42})_{4.10}\text{S}_{12.05}$ (месторождение Чаувай). Их анализы показывают, что более стабилен состав галхаита из месторождения Чаувай, в котором разница между максимальным и минимальным содержаниями композиционных элементов значительно меньше, чем в составе минерала Гал-Хая. Набор малозначащих примесей оказался почти одинаковым. Красные монокристаллы минерала относятся к кубической сингонии: пр. гр. $I\bar{4}3m$, $a = 10.4144(1) \text{ \AA}$, $V = 1129.5(2) \text{ \AA}^3$, $Z=2$; для полученного при уточнении состава $[(\text{Cu},\text{Zn})_{0.98}\text{Hg}_{4.83}]_6(\text{Cs}_{0.71}\text{Tl}_{0.14})_4(\text{As}_{3.44}\text{Sb}_{0.56})\text{S}_{12}$, $R=0.0203$. В структуре галхаита сохраняются лишь 12 катионных тетраэдров $(\text{Hg},\text{Cu})\text{S}_4$ [$(\text{Hg},\text{Cu})\text{-S} = 2.5068(3) \text{ \AA}$] из 32 положенных для структурного типа сфалерита. Еще 8 превращаются в «зонтики» $(\text{As},\text{Sb})\text{S}_3$ [$(\text{As},\text{Sb})\text{-S} = 2.2804(4) \text{ \AA}$] в связи с отсутствием у них одной из S-вершин (рис. 1). Эти анионные вакансии образуют тетраэдрические «кластеры» с центрами в (000) и $(\frac{1}{2}\frac{1}{2}\frac{1}{2})$, здесь же и центры двух октаэдрических кластеров катионных вакансий – до полного комплекта сфалеритовой матрицы у галхаита не хватает 12 (тетраэдрических) катионов $[32 - 12(\text{Hg}, \text{Cu}) - 8(\text{As},\text{Sb})]$. В результате в трехмерном тетраэдрическом каркасе сфалерита образуются большие полости, занятые крупными катионами $(\text{Cs},\text{Tl})^+$, окруженными 12-вершинными полиэдрами Лавеса $[(\text{Cs},\text{Tl})\text{-S} = 3.8837(4) \text{ \AA}]$. Ковалентные связи As-S и $(\text{Hg},\text{Cu})\text{-S}$ образуют своеобразные «коконы» вокруг крупных одновалентных катионов (Cs,Tl) , заполняющие все пространство с образованием «ячеистой» структуры. Интересен геометрический аспект структуры галхаита, роднящий ее с интерметаллидами (фазы Бергмана): ближайшее окружение крупного одновалентного катиона (Cs,Tl) - а, возможно, именно он служит «темплатом», т.е. ядром кристаллизации – образуют 12 атомов серы из четырех зонтиков $[\text{AsS}_3]$ с образованием полиэдра Лавеса. Вокруг данного полиэдра образуется «кольчуга» из металлических атомов (Hg,Cu) в виде гептопараллелоэдра Федорова, 24-вершинника, представляющего октаэдр, вершины которого срезаны кубом (рис. 2). Упаковка полиэдров заполняет все пространство.

Ртутьсодержащая сульфосоли с элементным составом, идентичным ртутистому теннантиту, но с большим количеством ртути – минерал акташит $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$ - была обнаружена в 1965 году в полисульфидных рудах ртутного месторождения Акташ (Горный Алтай, Россия) (Васильев, «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области», 1968). С открытием сульфосоли груздевита $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{Sb}_4\text{S}_{12}$ и ее мышьяковистой разновидности $\text{Cu}_6\text{Hg}_3(\text{Sb},\text{As})_4\text{S}_{12}$ (Груздев, 1972) стало ясно, что минералы акташит и груздевит являются крайними членами изоморфного ряда, промежуточные представители которого имеют переменный состав и иногда «легированы» в незначительных количествах дополнительными к основным элементам. Естественно, в этом случае свойства акташита не постоянны и будут зависеть от содержания основных и примесных компонентов состава. Поскольку в первом, и единственном, определении кристаллической структуры акташита (Каплунник, 1980) отмечалось несоответствие экспериментального и полученного при расшифровке составов, требовалось уточнение структуры акташита с учетом поглощения и при контроле химического состава образца. Кроме того, представляло интерес детально исследовать окружение анионной вакансии, в том числе «кластер» As_4 в этом представителе сфалеритоподобных структур. Кристаллы акташита относятся к тригональной сингонии с параметрами элементарной ячейки: $a=13.7500(4)$, $c=9.3600(3) \text{ \AA}$, $V=1532.54(8) \text{ \AA}^3$, пр. гр. $R\bar{3}$, $Z=3$, $R=0.043$. Формула акташита, полученная в результате уточнения структуры - $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$. На основании близости составов и кристаллических структур очевидна идентичность акташита из месторождений Гал-Хая и Акташ.

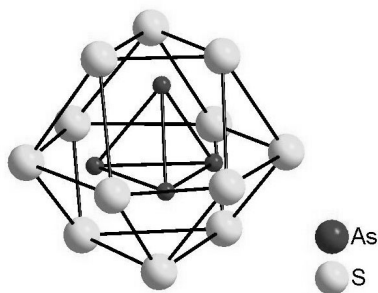


Рис. 4. Блок $(\text{As}_4\text{S}_{12})^{12-}$ в структуре акташита

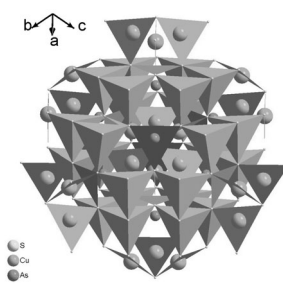


Рис. 5. Структура швацита

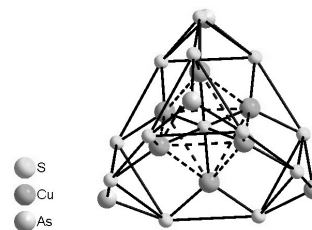


Рис. 6. Полиэдр Лавеса вокруг кластера $[\text{SCu}_6]$

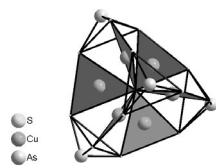


Рис. 7. «Spinner» из треугольников CuS_3

Атомы Hg и Cu имеют тетраэдрическое окружение из атомов серы с расстояниями Hg-S и Cu-S, лежащими в интервале 2.488(6)-2.490(6) Å и 2.271(6)-2.375(6) Å соответственно. Атомы As имеют зонтичную координацию с расстояниями As-S 2.254(7)-2.311(5) Å. Одинаково ориентированные HgS_4 - и CuS_4 -тетраэдры, объединяясь вершинами, образуют каркас, аналогичный каркасу из ZnS_4 -тетраэдров в структуре сфалерита. Структура акташита может быть наглядно представлена и в анионоцентрированном аспекте, так как все атомы S расположены в катионных тетраэдрах, одной из вершин которых служит As^{3+} , а остальные - Hg^{2+} и Cu^{1+} -катионы. Эти S-центрированные тетраэдры связаны вершинами в трехмерный каркас с 4-мя «висячими» As-вершинами, образующими пустой As_4 -тетраэдр (As-As = 3.514 -3.576 Å) (рис. 3). Катионная группировка, окруженная кубооктаэдром серы – блок $(\text{As}_4\text{S}_{12})^{12-}$ несомненно является «изюминкой» структуры (рис. 4). При сложных соотношениях размеров сфалеритовой подъячейки с ячейкой акташита только параметр «с» представляет диагональ кубической подъячейки.

К тетраэдрическим сфалеритоподобным сульфосолям относят так называемые блеклые руды - изоморфную группу минералов с формулой $\text{Me}_{12}\text{X}_4\text{S}_{13}$, где Me – Cu и замещающие ее металлы (Zn, Fe, Ag, Hg), X – As, Sb. В этой группе проявляется изоморфное замещение двух типов: совершенного и ограниченного. Первый изовалентного типа и характерен лишь для «видообразующей» пары As-Sb; другой представляет собой ограниченный изоморфизм между Cu и важными замещающими медь элементами: Fe, Ag, Hg, Zn, причем во всех случаях кроме Ag, изоморфизм имеет гетеровалентный характер. Блеклые руды можно рассматривать как непрерывный изоморфный ряд, крайние члены которого представлены Sb-тетраэдритом $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{12}$ и As-теннантитом $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{12}$ (Мозгова, «Блеклые руды», 1983). Обогащенные ртутью блеклые руды часто называют швацитами. Кристаллическая структура их определялась неоднократно. Так, с целью изучения кристаллохимических особенностей изоморфизма меди и двухвалентных металлов решены структуры Hg-тетраэдрита – Sb-швацита (Сахалинского месторождения) состава $(\text{Cu}_{4.4}\text{Hg}_{1.6})\text{Cu}_6\text{Sb}_4\text{S}_{12}$ (Каплунник, 1980), Sb-швацита из Драгодола, Сербия (Karanović, 2003). Считается, что замещение меди ртутью проявляется в блеклых рудах главным образом в высокосурьмяных образцах и не характерно для теннантитов, но, тем не менее, нами были исследованы состав и кристаллическое строение Hg-теннантита – швацита из месторождения Акташ (Алтай). Темно-серые монокристаллы минерала относятся к кубической сингонии: пр. гр. $I\bar{4}3m$, $a=10.2890(1)$ Å, $V=1089.2(1)$ Å³, $d=4.99$ г/см³, $Z=2$ для состава $\text{Cu}_{11.26}\text{Hg}_{0.75}\text{As}_{2.83}\text{Sb}_{1.17}\text{S}_{13}$, $R=0.0177$. В основе структуры, как и в структуре галхаита, лежит каркас из одинаково ориентированных $(\text{Cu,Hg})\text{S}_4$ -тетраэдров [$(\text{Cu,Hg}) - \text{S} = 2.3452(8)$ Å], связанных вершинами (рис. 5). Однако, в отличие от галхаита, катионных вакансий в сфалеритовой матрице у швацита нет, а центры $[\text{Cu}_6]$ -октаэдров в (000) и $(\frac{1}{2}\frac{1}{2}\frac{1}{2})$ заняты так называемым «тринадцатым атомом» серы, по поводу которого были разные соображения (Победимская, 1991). В нашем образце этот атом установлен, и, следовательно, шесть атомов $[\text{Cu}_6]$ -октаэдра (Cu-Cu = 3.144 Å) (рис. 6) оказываются в треугольной координации по сере, так что окружающий тетраэдрическую «кластерную» анионную вакансию полиэдр Лавеса занят «шестикрылой вертушкой» (spinner) из треугольников CuS_3 [$(\text{Cu} - \text{S} = 2.223(1)-2.245(1)$ Å) с общей вершиной в «тринадцатом атоме» серы (рис. 7). Атомы (As, Sb) центрируют треугольные грани лавесовского полиэдра, имея обычную для них зонтичную координацию $[(\text{As,Sb}) - \text{S} = 2.311(1)$ Å].

Работа поддержана РФФИ, грант 08-05-00087.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев В.И. Акташское месторождение как пример карбонатно-киноварного минерального типа ртутной рудной формации. // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука. 1968. С. 76-113.
- Груздев В.С., Степанов В.И., Шумкова Н.Г. и др. Галхаит HgAsS_2 - новый минерал из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР // Докл. АН СССР. 1972. Т.205. С.1193-1197.
- Груздев В. С., Черникова Н. М., Шумкова Н. Г. Акташит $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_5\text{S}_{12}$ - новые данные// Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. №3. С. 694-697.
- Каплунник Л.Н., Победимская Е.А., Белов Н.В. Кристаллическая структура галхаита HgAsS_2 // Докл. АН СССР. 1975. Т.225. №3. С.561-563.
- Каплунник Л.Н., Победимская Е. А., Белов Н.В. Кристаллическая структура акташита $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$ // Докл. АН СССР. 1980. Т.251. №1. С. 96-98.
- Каплунник Л.Н., Победимская Е. А., Белов Н.В. Кристаллическая структура швацита $(\text{Cu}_{4.4}\text{Hg}_{1.6})\text{Cu}_6\text{Sb}_4\text{S}_{12}$ // Докл. АН СССР. 1980. Т.253. №1. С.105-107.
- Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды.. М.: Наука. 1983. С.1-9.

- Победимская Е.А., Каплунник Л.И., Петрова И.В. Кристаллохимические классификации сульфидов и сульфосолей. // Итоги науки и техники. Кристаллохимия. 1991. Т. 25. С. 119-214.
- Burla, M. C., Caliendo, R., Camalli e.a. SIR2004: an improved tool for crystal structure determination and refinement // J. Appl. Cryst. 2005. V. 38. P. 381–388.
- Chen T.T., Szymanski J.T. The structure and chemistry of galkhaite, a mercury sulfosalt containing Cs and Tl // Canad. Mineral. 1981. Vol.19. N4. P. 571-581.
- Divjaković V., Nowacki W. Die Kristallstruktur von Galkhait $[Hg_{0.76}(Cu,Zn)_{0.24}]_{12}Tl_{0.96}(AsS_3)_8$ // Z. Krist., 1975. Bd.142. S. 262-270.
- Karanović L., Cvetković L., Poleti D. Structural and optical properties of Schwazite from Dragodol (Serbia) // N. Jb. Miner. Mh. 2003. V. 11. P. 503-520.
- Sheldrick G. M. SHELXS97 and SHELXL97. Programs for the Refinement of Crystal Structures. University of Göttingen. Germany. 1998.
- Wuensch B.J. The crystal structure of tetrahedrite, $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ // Z. Krist. 1964. Bd. 119. S. 437-453.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УЧАСТКА ПЕСТПАКША (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Кургузова А.В.

СПГГИ (ТУ), Санкт - Петербург, kurguzova_anna@mail.ru

Участок Пестпакша представляет собой проявление графита, приуроченное к яврозерскому комплексу метагэббро и анортозитов (карелий), развитых вдоль южной границы Лапландских гранулитов. Подстилающим является Сальнотундровский метаморфический комплекс (поздний лопий-карелий). Породы участка представлены амфиболитами, биотитовыми гнейсами, гранатовыми сланцами, плагиоэклогитами, метаанортозитами, кварцевыми метасоматитами. Территория осложнена серией разрывных нарушений северо-восточного простирания, к которым приурочена графитовая минерализация. Ее генезис считается метасоматическим (Прасолов и др., 2006).

Микрорентгеноспектральный анализ гранатов

Гранаты из 6 типов пород, перечисленных в табл. 1, были изучены с помощью микрозондового анализа. Исследовались гранаты двух классов крупности: 1 класс – 3-5 мм, 2 класс – 1-3 мм. Анализ выполнялся в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ. В ходе пробоподготовки зерна гранатов распиливались пополам, после чего их состав определялся по профилям, проходящим через центры кристаллов. По результатам исследования гранаты оказались незональными, представленными пиропами и альмандинами с примесью гроссулярового минала. Средние составы гранатов представлены в табл. 1.

Полученная информация была сопоставлена с литературными данными о составе гранатов амфиболитовой фации метаморфизма. Железистость гранатов этой фации колеблется в интервале 62-65% (Соболев, 1964), железистость гранатов Пестпакши составляет 14-55%. Пониженная железистость свидетельствует об образовании гранатов в условиях повышенных давлений (Соболев, 1964).

Табл. 1. Состав гранатов из разных типов пород, по данным микрорентгеноспектрального анализа

№ п/п	Название породы	Название граната и его кристаллохимическая формула
1	Гранатит	Пироп, $(Mg_{1.63}Fe_{1.18}Ca_{0.09}Mn_{0.03})_{2.93}Al_2Si_{3.04}O_{12}$
2	Гранатсодержащий амфиболит	Альмандин, $(Fe_{1.68}Mg_{0.53}Ca_{0.74}Mn_{0.08})_{3.03}Al_{1.94}Si_{3.03}O_{12}$
3	Гнейс	Альмандин, $(Fe_{1.49}Mg_{1.3}Ca_{0.1}Mn_{0.02})_{2.81}Al_2Si_{3.03}O_{12}$
4	Мрамор	Пироп, $(Mg_{1.64}Fe_{1.22}Ca_{0.11}Mn_{0.03})_3Al_{2.01}Si_{2.99}O_{12}$
5	Кварцевый метасоматит	Пироп, $(Mg_{1.52}Fe_{1.35}Ca_{0.12}Mn_{0.02})_{3.01}Al_{1.97}Si_{3.02}O_{12}$
6	Гранатовый сланец	Альмандин, $(Fe_{1.25}Mg_{0.75}Ca_{0.9}Mn_{0.03})_{2.93}Al_{1.98}Si_{3.06}O_{12}$

Табл. 2. Включения в гранатах, определенные микрорентгеноспектральным анализом

№ п/п	Название породы	Включения и их формулы
1	Гранатит	Карбонат от кальцита $(Ca_{1,29}Mg_{0,02})_{1,31}C_{0,84}O_3$ до магнезита $(Mg_{0,97}Ca_{0,02}Fe_{0,15})_{1,14}C_{0,93}O_3$
2	Гранатсодержащий амфиболит	Кальцит $(Ca_{1,49}Fe_{0,02})_{1,51}C_{0,74}O_3$, плагиоклаз $(Na_{0,77}Ca_{0,21})_{0,98}(Al_{1,21}Si_{2,8})_{4,01}O_8$
3	Гнейс	Плагиоклаз $(Ca_{0,53}Na_{0,45})_{0,98}(Al_{1,51}Si_{2,49})_4O_8$
4	Мрамор	Рутил $(Ti_{0,98}V_{0,03}Fe_{0,01})_{1,02}O_2$, кальцит $(Ca_{1,3}Fe_{0,04}Mg_{0,03}Mn_{0,02})_{1,39}C_{0,81}O_3$, плагиоклаз $(Na_{0,77}Ca_{0,25})_{1,02}(Al_{1,24}Si_{2,75})_{3,99}O_8$
5	Кварцевый метасоматит	Рутил TiO_2 , пирит FeS_2
6	Гранатовый сланец	Кианит $Al_{1,99}SiO_5$, монацит $(Ce_{0,62}La_{0,31}Nd_{0,15}Ca_{0,04}Sm_{0,02}Th_{0,05})_{0,901}P_{0,88}O_4$, кальцит $(Ca_{1,49}Fe_{0,02})_{1,51}C_{0,74}O_3$

Табл. 3. Значения равновесных давлений, полученные по барометру GASP с использованием двух калибровок

		Калибровка (Will, 1998)	Калибровка (Holland et al, 1990)
T, C	T, K	P, МПа	P, МПа
300	573	724	847
400	673	988	1114
500	773	1252	1382
600	873	1516	1649
700	973	1780	1916
800	1073	2044	2183

Гранаты содержат включения различных минералов, представленных в табл. 2.

По результатам микрозондового анализа с помощью геобарометра GASP были оценены равновесные давления в минеральной системе при кристаллизации гранатов. Для расчетов использованы данные о составе граната и плагиоклаза, находящихся в срастании; в ходе расчетов предполагалось, что в породе присутствует кианит (что подтверждается данными петрографических исследований). Использовались две калибровки геобарометра (Will et al, 1998; Holland et al, 1990). Результаты расчетов представлены в табл. 3.

Полученные данные свидетельствуют о формировании пород Пестпакши в условиях повышенных давлений.

Дифференциально-термический анализ графита

Дифференциально-термический анализ графита выполнялся на приборе NTZSCH STA 429 (CD), (Институт химии силикатов РАН). Пробы сжигались в атмосфере кислорода, скорость нагрева пробы составляла 20°C в минуту, нагрев производился до 1100° C с последующим охлаждением

На полученной термограмме наблюдается два экзоэффекта.

Характеристики первого экзоэффекта:

Начало экзоэффекта – 230° C, конец экзоэффекта – 400 ° C, потеря массы - 0,1%.

Характеристики второго экзоэффекта: Начало экзоэффекта – 802 °C, конец экзоэффекта – 1099 °C, потеря массы - 5,89%.

Экзоэффект графита наблюдается в интервале 550-860 ° C (Термический..., 1974), 500-800 °C (Термический ..., 1974). Полученная термограмма по своим характеристикам ближе к термограмме алмаза, чем графита. Термические характеристики алмаза: первый экзоэффект - 200-500°C, второй экзоэффект - 850-1200 °C (Термический..., 1974).

Для определения полиморфной модификации углерода были проведены рентгеноструктурные исследования графита на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6 в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ. Пробы анализировались в порошке, по результатам полученных дифрактограмм образцы являются гексагональным графитом полиморфной модификации 2H.

Поскольку наблюдается некоторое сходство геологического строения Пестпакши и Кумдыкольского месторождения метаморфогенных алмазов Кокчетавского кристаллического массива (Северный Казахстан), проведен их сравнительный анализ. Ряд выделенных схожих черт минералогии и геохимии Пестпакши и Кумдыкольского месторождения представлен в табл. 4.

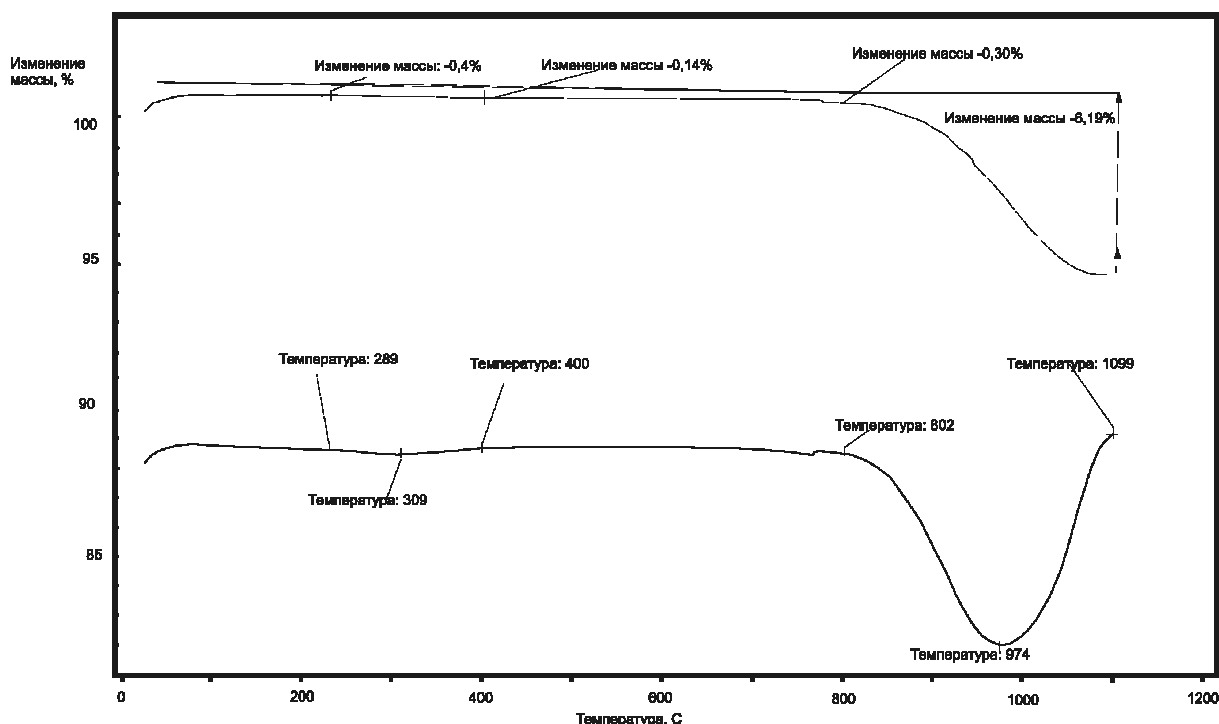


Рис. 1 Термограмма графита

Табл. 4. Сравнение минералого-геохимических особенностей Пестпакши и Кумдыкольского месторождения

По результатам данного исследования	По литературным данным (Лаврова Л.Д., Шумилова Т.Г., Шацкий В.С., Соболев Н.В., Перчук Л.Л. и др.)
1. Гранаты незональны, представлены пиропами, альмандинами сgrossуляровой составляющей (до 30%)	1. Гранаты незональны, представлены пиропами, альмандинами, grossулярами (Лаврова, Петрова, 1992)
2. Включения кальцита в гранате	2. Включения кальцита в гранате (Соболев, Шацкий, 1978)
3. Пониженная железистость гранатов, 14-55 %	3. Железистость гранатов 58.1 - 60.9 % (Лаврова, 1992)
4. Высокие значения равновесных давлений по данным геобарометра GASP	4. Высокие значения равновесных температур и давлений, гранат-пироксеновый термометр и пироксен-плаггиоклазовый барометр (Перчук и др, 1993)

ЛИТЕРАТУРА

- Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розилова Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород // М.: Недра. 1974. 400 с.
- Лаврова Л. Д., Печников В. А., Плешаков А. М. и др.: Новый генетический тип алмазных месторождений. - М.: Научный мир. 1999. 221с.
- Перчук Л.Л., Япаскурт В.О., Окай А. Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов. // Петрология. 1995. Т. 3. №3. С. 267-309.
- Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Астафьев Ш., и др. Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации Лапландского пояса (Кольский полуостров)// Отечественная геология. 2006. №4. С. 75-82.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука. 1964. 218 с.

Соболев Н.В., Шацкий В.С. Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород. // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 77-80.

Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 2003. 316 с.

Holland T.J.B., Powell R. En enlarged and updated internally consistent dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$. // J. Metamorph. Geol. 1990. V.8. № 1. P.89-124.

Will T.M. Phase Equilibria in Metamorphic Rocks: Thermodynamic Background and Petrological Applications. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York. 1998. 315 p.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СЛЮД ИЗ ПОРОД ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В ПРИМОРЬЕ

Полянский Р. В.

СПбГУ, Polyanskiy_Rom@mail.ru

Благодаря кристаллохимическим особенностям, слюды являются уникальными индикаторами петрогенезиса и рудообразования. Они широко варьируют по рудообразующему и примесному составу, что дает богатый материал для суждения о физико – химическом режиме среды минералообразования. В гранитоидных системах слюда является сквозным породообразующим минералом, присутствующим на всех этапах её эволюции.

Объектом нашего исследования послужил Вознесенский рудный узел (ВРУ) в Приморье. Он располагается на юго-восточной окраине Ханкайского массива, в пределах Вознесенского антиклинория, сложенного терригенными и карбонатными породами верхнего рифея и нижнего кембрия. К антиклинорию приурочена гранитоидная система, которая представлена Биотитовыми и литий – фтористыми гранитами, с последними связано танталовое, редкометально-флюоритовое и оловянное орудинение.

На территории ВРУ выделяют: Гродековский массив биотитовых гранитов, лейкократовые и биотитовые граниты Чихезского, Ярославского и Первомайского массивов, а также редко – металлические литий – фтористые аляскитовые граниты Пограничного и Вознесенского массивов.

Нами выделены слюды из Гродековского, Ярославского, Чихезского, Пограничного, Вознесенского массивов, а также из эффузивных образований (сопки Савченкова, Топазовые риолиты) всего выделено и проанализировано 57 слюд.

Слюды анализировались на электронно-зондовом микроанализаторе (CAMECA – SX – 100), а также с помощью растрового электронного микроскопа Tescan Vega II XMU с рентгеновскими энергодисперсионным (INCAx-sight) и волновым (INCA wave 700) спектрометрами.

По составу слюды изученных объектов занимают компактные, индивидуальные поля на всех типах классификационных диаграммах.

На классификационной диаграмме составов слюд Фестера (рис. 1) слюды из гранитов Гродековского массива попадают в поля биотитов. На более детальной классификационной диаграмме для биотитов они занимают поля Fe - биотитов, сидерофиллитов и лепидомеланов. Они характеризуются минимальной концентрацией лития (до 0,016 формульных единиц) и максимальной концентрации железа (до 1, 605 Fe²⁺ и 0,178 Fe²⁺ в формульных единицах).

Слюды из гранитов Чихезского и Ярославского массивов соответствуют сидерофиллитам и железистым мусковитам соответственно. С максимальным содержанием алюминия (до 1,487 в октаэдрических позициях на формульную единицу).

Слюды из гранитов Пограничного и Ярославского массивов наиболее интересны, они занимают поля протолитионита, цинвальдита, криофиллита и лепидолита.

Слюды из эффузивных пород представлены цинвальдитами из сопки Савченкова и трилитиониты из сопки Топазовые Риолиты.

Для более детального изучения эволюции минералообразующей среды редкометальных гранитных массивов нами были изучены слюды из скважины пробуренной на Вознесенском массиве глубина скважины 1200 метров. Нами анализировались слюды в диапазоне глубин 610 – 181 метр. Слюды глубоких горизонтов соответствуют протолитионитам и цинвальдитам. Лепидолит появляется на глубине 183 метра. Изменение тренда происходит за счет ускоренного приращения фтора совместно с литием (рис. 2).

С увеличением степени дифференциации от Ярославских и Чихезских до Вознесенский и Пограничных гранитов, в слюдах последовательно уменьшается магнезиальность, растет железистость, уменьшается концентрация алюминия в октаэдрах, тетраэдрический алюминий уменьшается. Увеличивающиеся концентрации фтора, лития, рубидия, отчетливо показывают дифференцированность гранитов, а также указывают на их геохимическую специализацию, рудогенерирующую способность магмы (рис. 3).

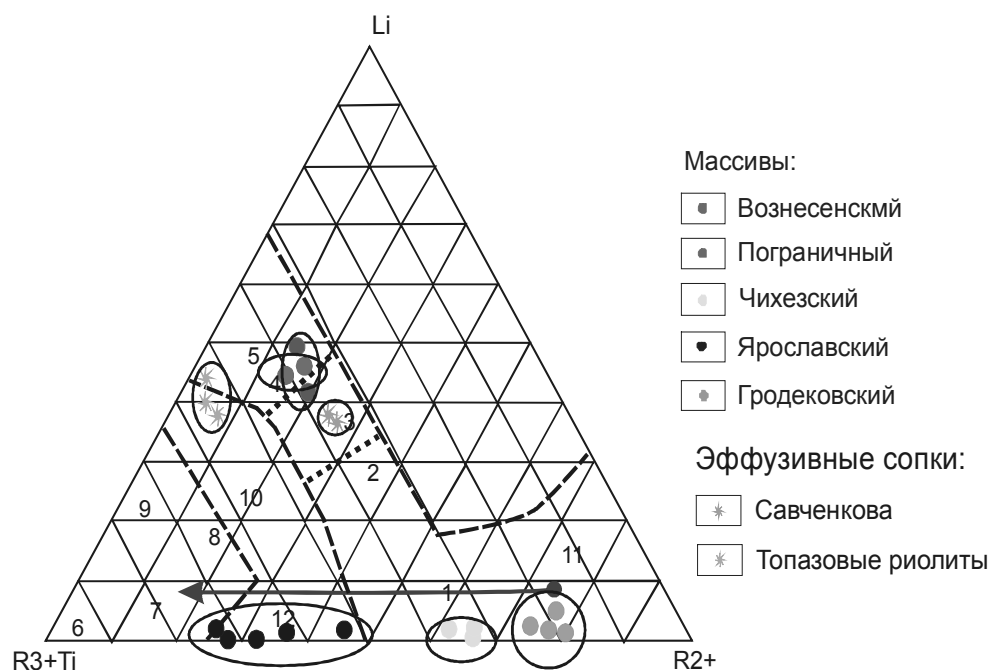


Рис. 1 диаграмма состава слюд из Эффузивных образований и гранитоидные массивы всех типов ВРУ; Классификация и номенклатура слюд по Лапидес И 1977 г.

1 Биотиты; 2 протолитиониты; 3 цинвальдиты; 4 криофиллиты; 5 липидолиты; 6 мусковиты; 7 фенгит - мусковиты; 8 литиевые фенгит - мусковиты; 9 литиевые мусковиты 1м, 3Т; 10 цинвальдиты 2м1; 11 литиевые анниты; 12 железистые мусковиты 2м1+1м (3Т)

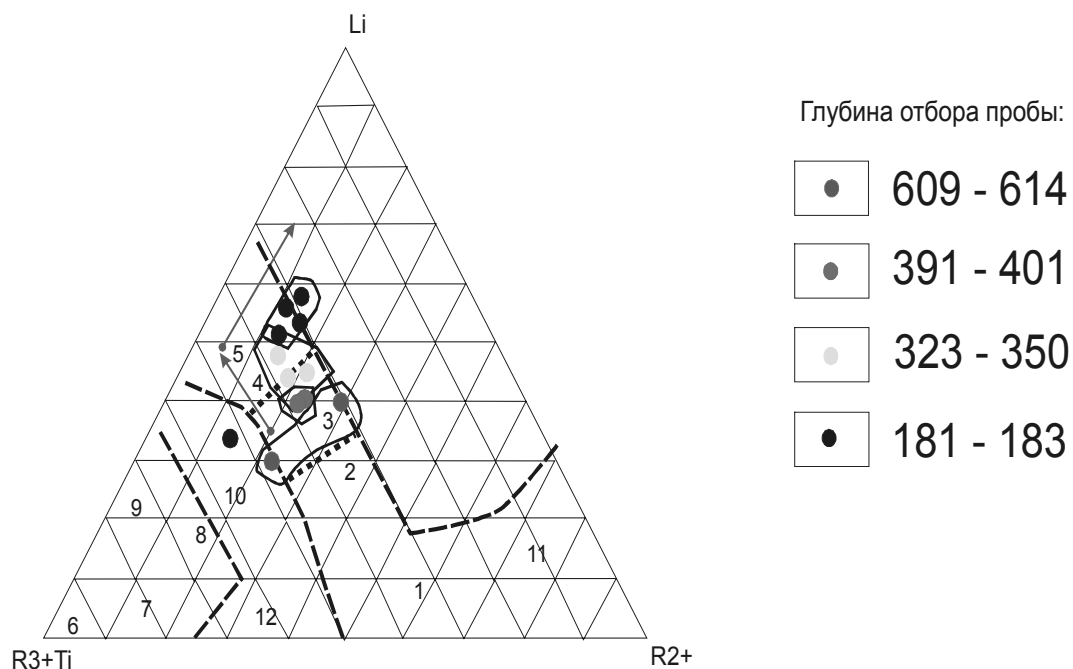


Рис. 2 диаграмма состава слюд из образцов скважины пробуренной на Вознесенском массиве ВРУ; Классификация и номенклатура слюд по Лапидес И 1977 г

1 Биотиты; 2 протолитиониты; 3 цинвальдиты; 4 криофиллиты; 5 липидолиты; 6 мусковиты; 7 фенгит - мусковиты; 8 литиевые фенгит - мусковиты; 9 литиевые мусковиты 1м, 3Т; 10 цинвальдиты 2м1; 11 литиевые анниты; 12 железистые мусковиты 2м1+1м (3Т)

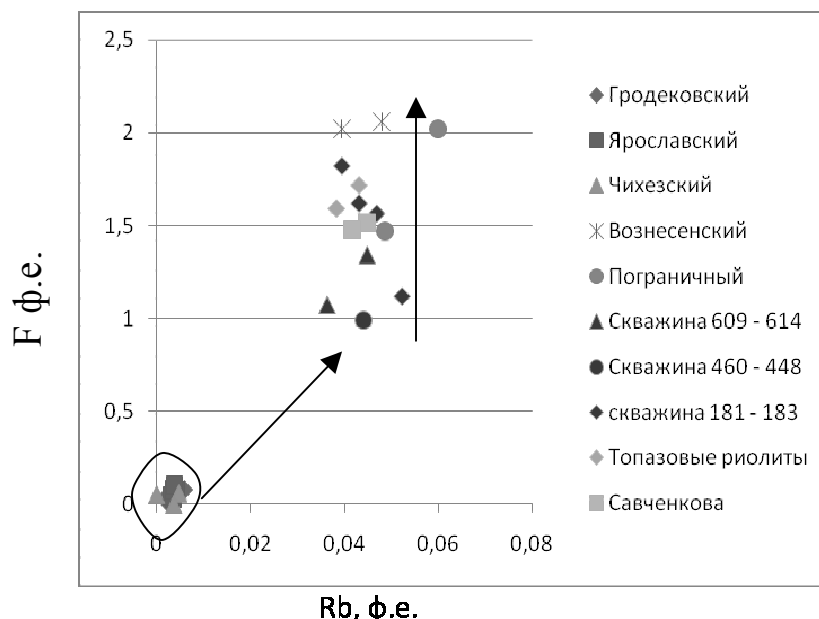


Рис 3. Диаграмма отражающая поведение редких и летучих элементов Rb и F фигуративные точки вынесены из расчета на формульную единицу по Сырицо Л. Ф. 2002г

Анализ физико – химических условий кристаллизации гранитоидного расплава на основе главных параметров состава слюд (глиноземистость, железистость и др.) показывает, что фигуративные точки составов слюд из лейкократовых гранитов характеризуются повышенной щелочностью по соотношению с биотитовыми гранитами.

Слюды из эффузивных образований ВРУ близки по составу к слюдам редкометалльных гранитов Топазовые риолиты – трилитиониты, эффузивы сопки Савченкова – цинвальдиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Булах А. Г., Кривовичев В. Г., Золотарев А.А. Общая минералогия. Академия. 2008.
Булах А. Г., Кривовичев В. Г., Золотарев А.А. Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии. СПбГУ. 1995.
Владыкин Н. В. минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии
Говоров И. Н. Геохимия рудных районов приморья. Наука. 1977.
Говоров И. Н. Геохимия вулканно – плутонических ассоциаций и эндогенные месторождения дальнего востока. 1977.
Говоров И. Н. Генезис эндогенной минерализации дальнего востока.
Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. Слюды редкометалльных гранитов. Наука. 1977.
Руб А.К., Руб М.Г. Редкометалльные граниты Приморья. М. 2006.
Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. М. 1960.
Современные методы исследования минералов, горных пород и руд. СПб. 1997.
Сырицо Л. Ф. Мезозойские гранитоиды восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. СПбГУ. 2002.
Reviews in mineralogy & geochemistry vol. 46 2002 MICAS: Crystal Chemistry & Metamorphic Petrology Editors: Annabelle Mottana, Francesco Paolo Sassi, James B. Thompson. Jr., Stephen Guggenheim.

ТИПОХИМИЗМ КОЛУМБИТОВ-ТАНТАЛИТОВ ИЗ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сахань Д. В.

СПбГУ, Санкт - Петербург, Diva-Deva@ya.ru

Минералы группы колумбита-танталита довольно широко распространены в пегматитах редкометалльно-слюдоносно-керамической, редкометалльной, редкометалльно-редкоземельной и хрусталеносной формаций (Гордиенко, 1996). В пегматитовых жилах минералы данной группы могут образовываться как в ранних зонах графической структуры, так и в приядерных центральных участках.

Известно, что в процессе эволюции минералообразующей среды пегматитов в минералах этой группы последовательно растёт содержание Mn и Ta и падает содержание Fe и Nb, благодаря чему колумбит сменяется Mn-танталитом и далее его железистой разностью.

Целью нашей работы стало изучение типохимизма колумбитов-танталитов из нескольких пегматитовых жил различной степени дифференцированности и рудоносности района Колмозеро на Кольском п-ве. Жила Бериллиевая слабодифференцированная состоит из микроклина, плагиоклаза и кварца. Сподуменсодержащий пегматит имеет чётко выраженное зональное строение: аплитовая оторочка, кварцево-альбитовый агрегат, зернистость которого увеличивается к центру. Здесь выделяется три генерации (I-III) колумбитов-танталитов (Гордиенко, 1970).

Район распространения пегматитов Колмозёрского сподуменового месторождения сложен комплексом разнообразных метаморфических и интрузивных пород, среди которых наиболее древними являются олигоклазовые гнейсо-граниты, возраст которых определён в 3500-3100 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1961). На архейском основании со стратиграфическим перерывом здесь залегает комплекс вулканогенно-осадочных пород. Они прорваны серией разновозрастных интрузий по составу от анортозитов до габбро и амфиболитов. Позднее формируются интрузии гранодиоритов, микроклиновых, а затем – турмалин-мусковитовых гранитов. В пределах массива турмалин-мусковитовых гранитов выделяются две фации. Основную его площадь составляют гнейсовидные мелкозернистые граниты. По контакту с ними развита пегматоидная фация турмалин-мусковитовых гранитов. По составу пегматиты подразделяются на 3 типа: полевошпатовые, мусковит-полевошпатовые и сподуменовые (Гордиенко, 1970).

Для решения поставленной задачи были исследованы 10 образцов колумбитов-танталитов. На электронном микроанализаторе CAMECA SX-100 был выполнен микрозондовый анализ 87 точек на Mn, Ta, Fe, Nb, Ti, W, Zr, Sn, Sc и проведена фотодокументация внутреннего строения зёрен колумбитов-танталитов.

Морфологические особенности и зональность колумбитов-танталитов мы наблюдали в обратно-рассеянных электронах при микрозондовом анализе. По внутреннему строению изученные минералы образуют несколько групп, характеризующиеся чётко выраженными особенностями. Колумбит из слабодифференцированной жилы Бериллиевой имеет вид структуры распада: Fe-колумбит, хорошо выраженный по составу в Ta/Nb-отношении, содержит тонкие кристаллы Sc-иксиолита. Лишь по трещинкам здесь развивается более танталовая разность колумбита. Образцы под номерами 37-62 и 32-62 из жилы 129 на графике попадают в поле Fe-танталитов, но по составу они больше похожи на тапиолиты, т.к. максимальное содержание Mn в них составляет 0,27 ф.е.

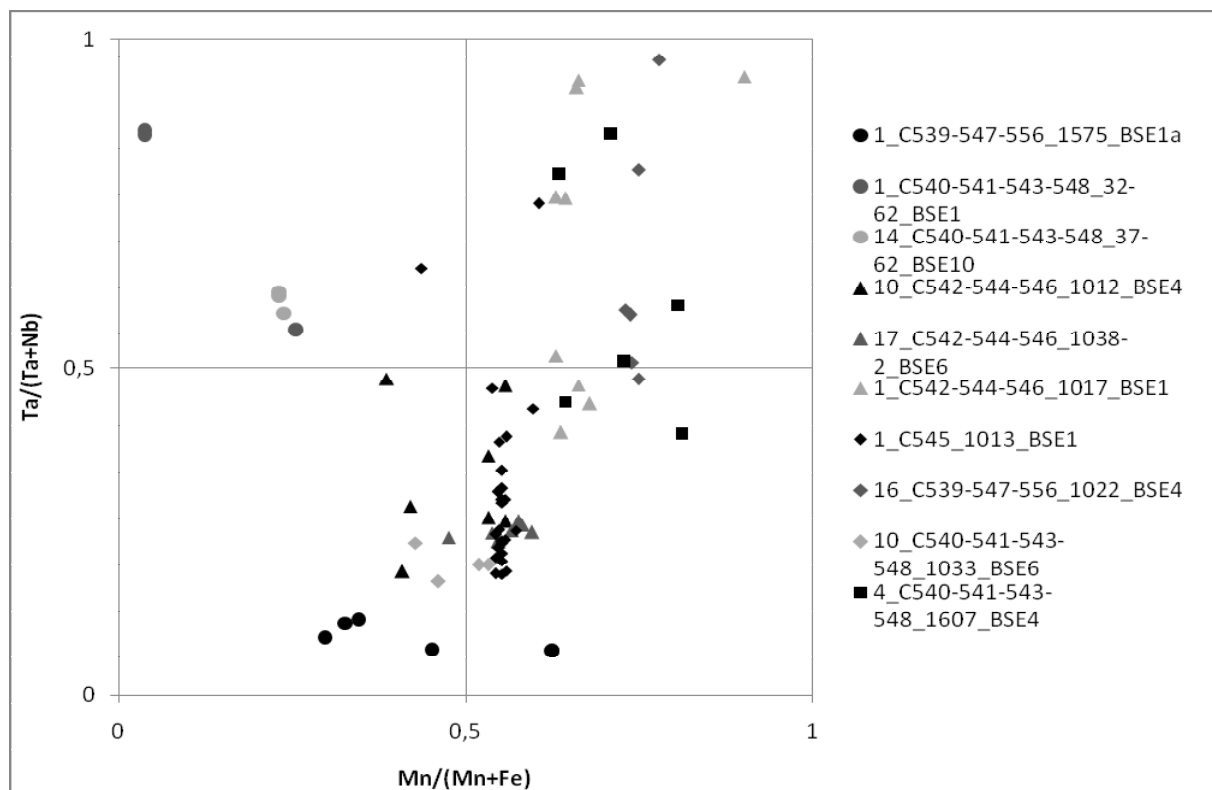


Рис.1 Распределение Mn, Fe, Ta, Nb в пегматитах Колмозерского месторождения

Колумбиты-танталиты из сподуменсодержащей жилы варьируют по зональности в зависимости от генерации. Наиболее ранние колумбиты-танталиты имеют тонкую осцилляционную зональность: колебания Ta/Nb-отношения вызваны здесь, вероятнее всего, процессами диффузионного замещения (к ним относятся образцы под номерами 1038-2 и 1033). Колумбиты II-генерации обладают прогрессивной структурой: имеют более четкие кристаллографические зоны, в которых центральные части кристаллов обогащены Nb, а внешние Ta (к ним относятся образцы под номерами 1012 и 1013). Колумбиты-танталиты III генерации относятся к пятнистой структуре: двухэтапность кристаллизации отражается в том, что кристаллографически зональный колумбит-танталит не закономерно замещается поздним танталитом (к ним относятся образцы под номерами 1067, 1022 и 1607).

Эволюцию состава минералов группы колумбита-танталита принято рассматривать на графике в координатах Mn/Mn+Fe по оси ОХ и Ta/Ta+Nb по оси ОУ, где выделены 4 поля, соответствующие Fe и Mn-разностям колумбита и танталита (рис.1). На данном графике четко выделяются несколько дискретных полей составов минералов. Наиболее ранние представители из жилы Бериллиевой являются Fe-колумбитами. Их эволюция заключается в лишь небольшом росте Mn. Ранние генерации колумбитов-танталитов из сподуменсодержащей жилы стабильны по составу. Генерация II проявляется в постепенном росте Ta без Mn. III генерация отличается резким отличием составов ранней фазы кристаллизации от поздней. Здесь, вероятно, фиксируется резкое изменение в характере минералообразующей среды – сначала минерал растёт из пегматитового расплава, дальнейшее преобразование связано с волной наложенного гидротермально - метасоматического (?) замещения.

В образцах из жилы Бериллиевой было отмечено повышенное содержание W, Sn и Ti, что говорит о невысокой степени дифференциации вещества. В образцах из сподуменовых пегматитов содержание Li остается постоянным, содержание Rb растёт, а W – падает: возможно образование собственных минералов W – вольфрамит или шеелита.

Таким образом, из проведённых исследований видно, что состав минералов группы колумбита-танталита служит прекрасным индикатором эволюции среды минералообразования в отношении Ta, Nb, Fe, Mn, W, Sn. И по уровням содержаний этих элементов в колумбитах-танталитах из пегматитов можно определить степень дифференциации, геохимическую и рудоносную специализацию пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. СПб.: Изд-во СПбГУ. 1996.
Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: НЕДРА. 1970.
Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. М.: НАУКА. 1968.

О РЕАЛЬНЫХ ФОРМАХ ОКТАЭДРА

Степенщиков Д.Г.

ГИ КНЦ РАН, Анапты, dm706390@mail.ru

В ряде работ нами были получены некоторые многообразия реальных кристаллографических форм, получаемых из простых форм смещением граней кристалла от его центра на различные расстояния (Войтеховский, 2001, 2004, 2005, 2007). Инвариантом реальной формы является ее комбинаторный тип – способ соединения элементов поверхности (граней, вершин или ребер). Геометрическая же форма плоскогранного кристалла, имеющего одну и ту же реальную форму часто неоднозначна. Наглядный пример – реальная форма куба: при одной и той же комбинаторике (по три четырехугольных грани сходящихся в каждой вершине) она может принимать все возможные типы обликов: изометричный, таблитчатый, столбчатый или досковидный. Очевидно, что для других реальных форм подобная неопределенность геометрии так же может иметь место. Облик кристалла, является самой простой характеристикой, позволяющей оценить условия его роста. Так, например, нами при анализе полевого материала была отмечена различная геометрия кристаллов альмандина с одной и той же реальной формой. Для алмазов (реальные октаэдрические реальные формы которых нами перечислены) так же отмечается их тенденция к вытягиванию или уплощению вдоль различных осей симметрии (Бокий, 1986).

Нами сделана попытка исчерпывающе оценить облик реальных форм октаэдра. Их сравнительно малое число (33 формы) делает такую задачу, решаемую впервые, менее трудоемкой. С практической точки зрения это может иметь значение при описании известных октаэдрических кристаллов (алмаз, магнетит, шпинель и т.п.).

Идеальный октаэдр и «минимальный» реальный октаэдр – тетраэдр изометричны. Остальные реальные октаэдрические формы отклоняются от изометрии. Их грани допускают смещения, с сохранением комбинаторики, варьируясь в некоторых пределах. Подходя к этим пределам («соскакивание» грани с формы при удалении ее от центра кристалла или исчезновение части ребер при приближении грани к его центру), данная реальная форма приближается к другой реальной форме октаэдра, образуя связь с нею. Для некоторых реальных форм октаэдра смещение грани приводит к бесконечному уплощению или вытягиванию кристалла, при котором комбинаторика формы сохраняется. Между всеми реальными формами можно образовать связи, показывающие переход от одной реальной формы до другой, и для каждой из них определить возможные предельные случаи – уплощение, вытянутость или изометричность.

Для численной оценки геометрии кристалла предложено аппроксимировать его конкретную форму трехосным эллипсоидом. Значения длин его полуосей отображаются на специальной диаграмме точкой. Таким образом, для отдельной реальной формы, при вариации ее геометрических размеров, на диаграмме обозначится некоторая область, позволяющая судить о ее преобладающем геометрическом характере.

ЛИТЕРАТУРА

- Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука. 1986. 222 с.
- Войтеховский Ю.Л. О реальных кристаллографических кубе и октаэдре // Матер. Межд. конф. Кристаллогенезис и минералогия. СПбГУ. 2001. С. 418-419.
- Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Реальные кристаллографические простые формы // Зап. ВМО. 2004. № 2. С. 112-120.
- Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Реальные ромбододекаэдры: теория и приложение к гранатам г. Макзапах, Зап. Кейвы, Кольский полуостров // Зап. РМО. 2005. № 1. С. 97-103.
- Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. III. Комбинации куба и октаэдра. Апатиты: Изд-во К & М. 2007. 834 с.

СИНТЕЗ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ НОВЫХ ФОСФАТОВ МЕДИ И ЦИНКА

Чернятьева А. П., Кривовичев С. В., Спиридонова Д. В.

СПбГУ, Санкт-Петербург, nastya@crystalspb.com

На монокристаллах полученных соединений ортофосфатов и диортофосфатов выполнены рентгеноструктурные эксперименты и расшифрованы их структуры:

α - CsCuPO_4 (1) соединение кристаллизуется в ромбической сингонии пространственной группы $Cmcm$, $a = 7.0177(1)$, $b = 6.8495(1)$, $c = 22.138(5)$ (Å), $R_1 = 0.116$ для 782 независимых отражений с $I > 2\sigma$. Кристаллическая структура построена из слоев $[\text{CuPO}_4]_\infty$, между которыми расположены катионы цезия. Соединение β - CsCuPO_4 (2) кристаллизуется в ромбической сингонии, пространственной группы $Pm2_1n$, $a = 5.3362(9)$, $b = 8.872(2)$, $c = 8.9268(1)$ (Å), $R_1 = 0.095$ для 1191 независимых отражений с $I > 2\sigma$. Кристаллическую структуру (2) составляет каркас $[\text{CuPO}_4]_\infty$, образованный объединением тетраэдров $[\text{PO}_4]$, связанных между собой через атомы Cu^+ и входящих в него атомов Cs^+ . Соединение $\text{CsNaCu}(\text{P}_2\text{O}_7)$ (3) кристаллизуется в ромбической сингонии пространственной группы $Pmn2_1$, $a = 5.1471(8)$, $b = 15.1260(3)$, $c = 9.7170(5)$ (Å), $R_1 = 0.066$ для 1502 независимых отражений с $I > 2\sigma$. Основу кристаллической структуры (3) составляют слои, образованные объединением диортофосфатных групп через атом меди, координированный тетрагональной пирамидой, между слоями в структуре, позиции Cs и Na.

Исследования условий образования и строения соединений с элементами щелочных металлов проводятся во многих странах мира. Это связано первую очередь с поиском наиболее устойчивых матриц для захоронения радиоактивных отходов, а также продуктов распада нестабильных ядер – радиоактивных изотопов цезия, стронция. Помимо прикладного значения эти исследования носят также научный характер: в ходе их проведения устанавливается взаимосвязь состава и строения этих соединений, исследуются кристаллохимические закономерности.

В связи с этим для расширения знаний о фазо- и структурообразовании в системе $\text{A}_2\text{O} - \text{CuO} - \text{P}_2\text{O}_5$, где А – щелочные металлы, ними были синтезированы представители этого ряда α - CsCuPO_4 (1), β - CsCuPO_4 (2) и $\text{CsNaCu}(\text{P}_2\text{O}_7)$ (3). Расшифрованы их кристаллические структуры. Ранее были опубликованы результаты экспериментов исследований кристаллического строения фаз подобного состава, в которых вместо цезия были натрий, калий или рубидий (Effenberger, 1984; Henry et al., 2000; Querton, Kolsi, 1983; Querton, Kolsi, 2002). Изоструктурной для (3) является рубидиевая фаза, полученная авторами (Chernyatueva et al. 2008).

Экспериментальная часть

Соединение α -CsCuPO₄ (1) и β -CsCuPO₄ (2) были синтезированы методом реакции в твердой фазе из нитрата цезия CsNO₃, нитрата меди Cu(NO₃)₂ и дифосфата аммония (NH₄)₄P₂O₇, со стехиометрией 3:3:2 и 1:1:1 соответственно. Перетертые порошки этих соединений прокаливали при 650°C в керамическом тигле, а затем медленно в течении суток охлаждали до комнатной температуры. При этом в массе расплава образовывались синие пластинчатые кристаллы (1) и (2). Соединение CsNaCu(P₂O₇) (3) в свою очередь синтезировалось в тех же температурных условиях с добавлением NaOH, со стехиометрическим соотношением Na₂O : Cs₂O : CuO : P₂O₅ = 1 : 1 : 3 : 4.

Для проведения рентгеноструктурного эксперимента были отобраны монокристаллы. Эксперимент выполняли на дифрактометре STOE IPDS II, оснащенный плоским детектором типа Image Plate. Параметры элементарной ячейки и матрица ориентации определялась по отражениям и уточнялась по всему массиву. Уточнение поглощения проводилось в программе SHELX-97.

Элементарная ячейка (1) определена в ромбической сингонии в пространственной группе *Cmcm*. Тяжелый атом (Cs) был локализован прямым методом. Локализация позиций всех атомов, а так же уточнение этих позиций в анизотропном приближении проведены в программном комплексе SHELX (Sheldrick, 2000). Невозможность определения степени поглощения тяжелого атома приводит к некоторому завышению фактора R_{int}, который в итоге составил 0,116. Основные экспериментальные и кристаллографические данные приведены в табл. 1.

Для соединения (2) ячейка определена в ромбической сингонии в пространственной группе *Pm2₁n*. Все основные экспериментальные данные приведены в таблице 1.

Соединение (3) кристаллизуется в ромбической сингонии, пространственной группе *Pm2₁n*.

Табл. 1. Кристаллографические данные и параметры уточнения структур

Характеристика	Значение (1)	Значение (2)	Значение (3)
<i>a</i> (Å)	7.0177(1)	5.3362(9)	5.1471(2)
<i>b</i> (Å)	6.8495(1)	8.8712(2)	15.1260(3)
<i>c</i> (Å)	22.138(5)	8.9268(1)	9.7170(5)
<i>V</i> (Å ³)	1064.1(4)	422.59(1)	756.5(2)
Излучение	<i>MoKα</i>	<i>MoKα</i>	<i>MoKα</i>
Кол-во отражений	3416	3661	4949
Кол-во уникальных отражений	782	1191	1654
Кол-во уникальных отражений с $[F_o] \geq 4\sigma_F$	554	815	1502
Пространственная группа	<i>Cmcm</i>	<i>Pm2₁n</i>	<i>Pmn2₁</i>
<i>Z</i>	1	4	1
Размер кристалла (мм)	0.3×0.15×0.05	0.2×0.5×0.15	0.4×0.25×0.1
Область съемки 2 θ (°)	58.58	58.54	59.53
<i>R</i> ₁	0.1164	0.0958	0.0660
<i>wR</i> ₂	0.1485	0.2416	0.0726
<i>S</i>	1.794	1.128	1.098

Результаты обсуждения

В кристаллической структуре α -CsCuPO₄ отчетливо выделяются отрицательно заряженные бесконечные в двух измерениях слои состава [CuPO₄]^{−∞}, связь которых осуществляют локализованные между ними катионы цезия (рис. 1). Слои структуры параллельно плоскости (001) и построены из тетраэдров PO₄ и квадратов CuO₄. В структурном слое можно выделить «ленты», состоящие из квадратов CuO₄ соединенных вершинами (рис. 1, а), и тетраэдры PO₄, объединяющие ленты слоя по вершинам (рис. 1, б). Структура содержит одну позицию катиона Cu²⁺, квадратно координированную четырьмя атомами кислорода, длины связей, примерно, одинаковые. Атомы фосфора занимают позицию с характерной для фосфатных групп тетраэдрической координацией катионов P⁵⁺. Между этими слоями расположены кристаллографически независимые атомы цезия, которые компенсируют отрицательный заряд группировок [Cu⁺²(P⁺⁵O^{−2})₄]^{−1}.

Основой кристаллической структуры β -CsCuPO₄ является смешанный каркас, включающий две позиции кристаллографически неэквивалентных атома цезия. Структура содержит две позиции катиона Cu²⁺, тетраэдрически координированных четырьмя атомами кислорода (рис. 3), длинами связей характерными для пары атомов меди и кислорода < Cu – O >. Через тетраэдры PO₄ кластеры атомов Cu1 и Cu2 объединяются в трехмерный каркас (рис. 2).

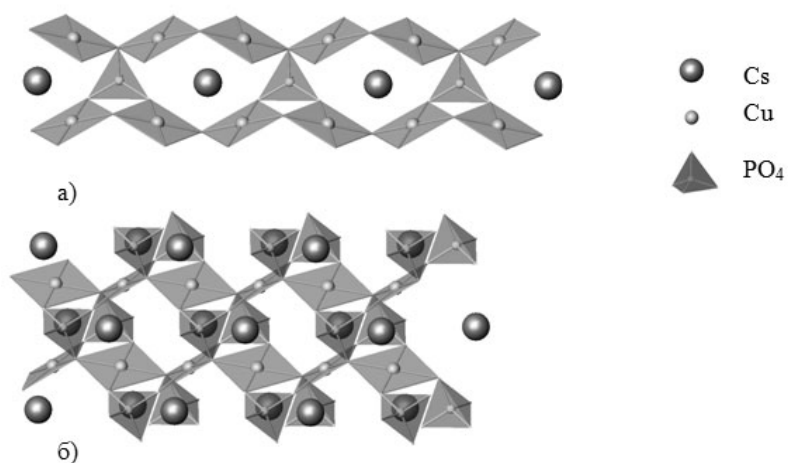


Рис. 1. Ленты слоя структуры α -CsCuPO₄ в проекции на плоскость (001) (сверху, а); и тетраэдры PO₄ соединяющие ленты слоя (внизу, б)

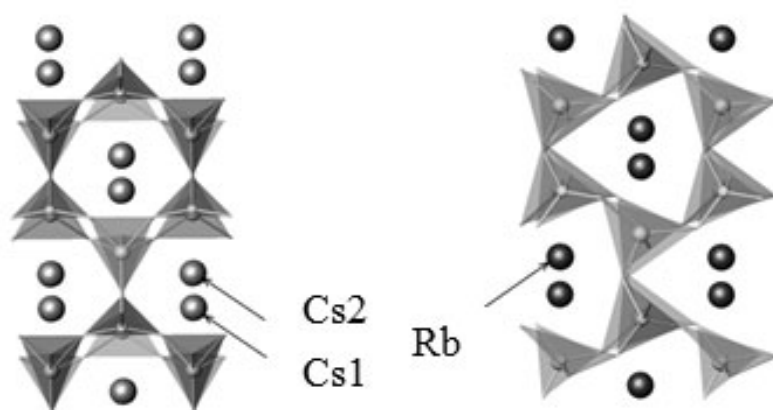


Рис. 2. Заселение каркасными атомами Cs⁺ в структуре β -CsCuPO₄ пр.гр. $Pm2_1n$, атомами Rb⁺ в структуре RbCuPO₄ пр.гр. $Pc2_1n$ (справа)

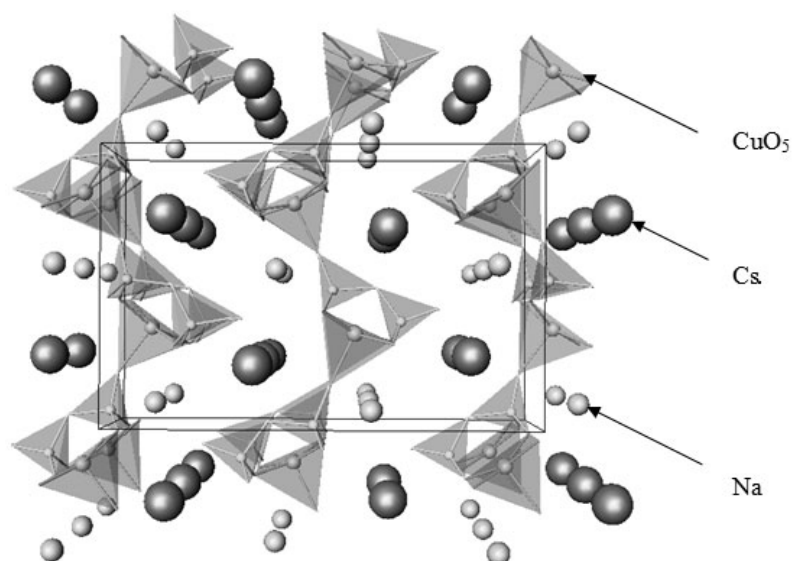


Рис. 3. Кристаллическая структура нового соединения NaCsCu(P₂O₇)

Кристаллическая структура $\text{CsNaCuP}_2\text{O}_7$ представляет собой слоистую структуру, образованную слоями $[\text{Cu}(\text{P}_2\text{O}_7)]^{2-}_{\infty}$, объединением тетраэдров PO_4 в дифосфатных комплексов $[\text{P}_2\text{O}_7]$ и соединением их с комплексами $[\text{CuO}_5]$. В структуре находятся три кристаллографически независимых позиции атомов цезия, натрия и меди. Слои структуры сложены чередующимися направлениями вершин дифосфатных групп, которые объединяются через координационный полиэдр меди (рис. 3). Слои расположены параллельно плоскости (010).

Табл. 2. Кристаллографические характеристики соединений ортофосфатов и диортофосфатов меди и щелочных металлов

Формула	Пр. гр.	a (Å)	b (Å) $\beta(^{\circ})$	c (Å)	ссылки
$\text{Li}_2\text{CuP}_2\text{O}_7$	$I2/a$	14.068	4.860 98.97	8.604	(Spirlet, et. al., 1993)
$\alpha\text{-Na}_2\text{Cu}(\text{P}_2\text{O}_7)$	$P2_1/n$	8.823	13.494 92.77	5.108	(Erragh, et. al., 1995, 2002)
$\beta\text{-Na}_2\text{Cu}(\text{P}_2\text{O}_7)$	$C2/c$	14.728	5.698 115.15	8.067	(Etheredge, et. al., 1995, 2002)
$\text{NaCsCu}(\text{P}_2\text{O}_7)$	$Pmn2_1$	5.147	15.126	9.717	(настоящая работа)
$\text{K}_2\text{Cu}(\text{P}_2\text{O}_7)$	$Pbnm$	9.509	14.389	5.276	(ElMaadi, A. et. al., 1995)
$\text{Rb}_2\text{CuP}_2\text{O}_7$	$Pmcn$	5.183	10.096	15.146	(Chernyatueva A.P., Krivovichev S.V., Spiridonova D.V. 2008)
$\text{Rb}_2\text{Cu}_3(\text{P}_2\text{O}_7)_2$	$P2_12_12_1$	9.941	13.475	18.635	(Chernyatueva A.P., Krivovichev S.V., Spiridonova D.V. 2008)
$\text{Cs}(\text{Cu}_{0.65}\text{Mn}_{0.35})\text{Na}(\text{P}_2\text{O}_7)$	$Cmc2_1$	5.208	15.073	9.708	(Huang, Q, et. al., 2003)
$\alpha\text{-NaCuPO}_4$	$P2_12_12_1$	9.708	4.800	7.166	(Quarton, M. et. al., 1983), (Kolsi, A. 2002)
$\beta\text{-NaCuPO}_4$	$P2_1/n$	6.943	8.848	5.014	(Quarton et. al., 1983), (Kawahara et. al., 2002)
$\alpha\text{-KCuPO}_4$	$Pbca$	17.940	6.742	6.795	(Effenberger, H. 1984)
$\beta\text{-KCuPO}_4$	$P2_1$	8.277	9.720 92.13	4.942	(Shoemaker et. al., 1980)
RbCuPO_4	$Pc2_1n$	8.526	5.356	8.906	(Henry et. al., 2000)
$\alpha\text{-CsCuPO}_4$	$Cmcm$	6.856	7.023	22.150	(настоящая работа)
$\beta\text{-CsCuPO}_4$	$Pm2_1n$	5.336	8.871	8.926	(настоящая работа)

ЛИТЕРАТУРА

- Chernyatueva A. P., Krivovichev S. V., Spiridonova D. V. International conference «Inorganic Materials» 2008. Dresden. P3-143
Effenberger, H. Zeitschrift fuer Kristallographie. 1984. 168. 113-119
Henry, P. F.; Hughes, R. W.; Ward, S. C.; Weller, M. T. Chemical Commun., 2000, 2000, 1959-1960
Henry, P.F.; Hughes, R.W.; Ward, S.C.; Weller, M.T. Chem. Comm., 2000, 2000, 1959-1960
Shoemaker, G.L.; Kostiner, E.; Anderson, J.B. Zeitschrift fuer Kristallographie. 1980, 152, 317-332
Sheldrick G. M. SHELXTL v. 6.12, Structure Determination Software. 2000
Quarton, M.; Kolsi, A. W. Acta Crystallogr. C. 1983. 39. 664-667
Quarton, M.; Kolsi, A. W. Golden Book of Phase Transitions. Wroclaw. 2002. 1. 1-123

**Геофизические
и петрофизические
исследования**

КОМПЛЕКС ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (МПГ), СВЯЗАННЫХ С МАЛОСУЛЬФИДНЫМИ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ КОЛЬСКОГО П-ОВА

Дегтяр В.О.

СПбГУ, Санкт - Петербург, vladaol@rambler.ru

Рынок металлов платиновой группы (МПГ) характеризуется постоянным увеличением спроса и ростом стоимости металлов. Их потребление неуклонно возрастает ввиду расширения сферы промышленного применения и отсутствия более дешевых заменителей. Всем этим объясняется активизация геологоразведочных работ на платиновые металлы, наблюдаемая в последние годы.

Наиболее перспективным объектом с промышленным содержанием МПГ в настоящий момент признаны малосульфидные медно-никелевые месторождения в пределах ультраосновных массивов. Основными поисковыми методами в используемом комплексе геофизических работ признаны магниторазведка и метод вызванной поляризации (ВП), развиваемый в течение многих лет на кафедре геофизики СПбГУ в рамках научной школы, созданной проф. В.А. Комаровым.

Работа основана на результатах полевых исследований, в которых автор принимала участие в период с 1 июня по 1 июля 2008 г. в рамках проекта «Поисково-оценочные работы на металлы платиновой группы, связанные с малосульфидными медно-никелевыми месторождениями на участке «оз.Пивнус-оз.Грязное» Северо-Мончегорский район Мурманская область».

Поисковые работы проводились на Кольском п-ове Мурманской области Северо-Мончегорском районе (в 10-12 км к северу от г. Мончегорска, в 2 км западнее магистрали Санкт-Петербург – Мурманск) на участке общей площадью 7,2 км². В геоморфологическом отношении район работ располагается в пределах северо-западной части Балтийского кристаллического щита и приурочен к зоне сочленения Центрально-Кольского блока с Беломорским подвижным поясом, в структурном плане к Монче-Кахозерской тектонической зоне. В строении исследуемой территории принимают участие следующие структурно-формационные геологические комплексы, выделяемые в раннем докембрии: саамско-лопийский нерасчлененный (биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты); лопийский ультраметаморфический (габбро, габбронориты, пироксениты, перидотиты, оливиниты).

Возможность применения комплекса геофизических методов при поисках малосульфидного медно-никелевого оруденения в пределах ультраосновных-основных массивов объясняется различием физических свойств рудных объектов и вмещающих толщ. Ультраосновные-основные массивы отличаются повышенной магнитной восприимчивостью по сравнению с вмещающими гнейсами и амфиболитами; сульфидная вкрапленность характеризуется повышенной поляризуемостью и электропроводностью.

На первом этапе работ проводилась съемка методами магниторазведки и электроразведки ВП-СГ (вызванной поляризации в модификации срединного градиента) по сети 100*20 м. По результатам съемки была выполнена качественная интерпретация с помощью стандартного пакета программ и с помощью спецпрограммы TLM-1.6. Цель интерпретации было выявления основных закономерностей поведения геофизических параметров (дифференциальной поляризуемости η , кажущегося удельного сопротивления ρ_k , аномального магнитного поля ΔT_a) в пределах исследуемой площади участка. По составленным картам графиков и картам изолиний геофизических параметров были определены стратиграфические границы, положение зон тектонических нарушений. На составленных картах изолиний дифференциальной поляризуемости и кажущегося удельного сопротивления при их совместном анализе четко выделяется в восточной части планшета участка работ поляризующийся высокоомный объект, вытянутый в северо-восточном направлении, протяженностью около 3 км и шириной 300-500 м. Значения η в его пределах колеблются от 1,4 до 1,6% (при фоновом значении 1,35%), значения ρ_k - от 32000 до 43000 Ом*м (при фоновом значении параметра 30000 Ом*м). В западной части участка наблюдается слабополяризующийся объект, вытянутый также в северо-восточном направлении, протяженностью около 2.6 км и шириной от 100 до 600 м, со значениями η от 1,1-1,3% и ρ_k 11000-9000 Ом*м. Данные по электроразведке хорошо коррелируют с магниторазведочными данными. В частности, поляризующийся высокоомный объект в восточной части участка характеризуется значениями аномального магнитного поля от 300 до 1000 нТл.

На втором этапе проводились профильные работы ТЭЗ-ВП (точечное электрическое зондирование). Цель работ – определение глубины залегания верхних и нижних кромок аномалообразующих объектов, их геометрических параметров, оценивалось истинное удельное электрическое сопротивление, выбирались точки заложения заверочных скважин.

После проведения полевых работ была проведена количественная интерпретация с помощью оригинальной программы TwoDPro (разработанной в ЗАО «Теллур СПб») по опорным профилям, где было рекомендовано бурение заверочных скважин. Результаты интерпретации были представлены как модели

геоэлектрических разрезов. При их анализе на изучаемом участке поляризующиеся объекты представлены приповерхностными маломощными, крутопадающими телами имеющие следующие параметры: η - 15%, ρ – 35 000 Ом*м, объемное содержание электропроводящих включений (сульфидов) менее 1 %, глубина залегания верхней кромки не более 30 м. Там же выделяются пологозалегающими тела в пределах интрузивных образований с поляризуемостью 12-14% и удельным сопротивлением 20000 Ом*м. Тела не выходят на поверхность и приурочены предположительно к расслоенному интрузивному массиву.

По результатам работ в июле-августе 2008 года было пробурено 9 скважин. В восточной части планшета подтверждено наличие тела амфиболитового состава с сульфидной минерализацией на глубине 180 м (содержанием до 3%); в западной части - наличие массива основного-ультраосновного состава, пологозалегающие тела с сульфидной вкрапленностью до 3% и содержанием платиноидов до 1 г/т. Содержание Ni в сульфидах 1%, Cu 1,2%, Co 0,5%.

Автор благодарит своих научных руководителей доцента кафедры геофизики М.П. Кашкевич и ведущего геофизика ЗАО «Теллур СПб» А.Д. Кузовенкова за постановку задачи, за возможность использования полевого материала, полезные консультации.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ СОПРОТИВЛЕНИЙ НА УЧАСТКЕ «ТЕТЮГИНО»

Ермолин Е. Ю.

СПГГИ (ТУ), Санкт-Петербург, Ermolin_stud@list.ru

В период с 14 по 26 июля 2009 г. на участке «Тетюгино» (вблизи п. Толвуя, республика Карелия) группой аспирантов и студентов СПГГИ(ТУ) были проведены опытно-методические профильные электроразведочные работы методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Оценивались возможности метода ВЭЗ в задаче определения глубины кровли и подошвы пластов шунгитсодержащих пород, возможности определения высокоомных образований небольшой мощности в составе проводящей толще шунгитсодержащих пород. Работы выполнялись в рамках геолого-геофизической практики студентов геологоразведочного факультета СПГГИ(ТУ).

Площадь исследований была разбита на 4 профиля, длиной 400 метров. Расстояние между профилями составляло 80 метров. Вдоль разбитых профилей были выполнены ВЭЗ с расстояниями между пунктами наблюдения равными 40 метров. Работы проводились с симметричной установкой, для измерений использовался аппаратный комплекс «ЭРА-МАКС», включающий измеритель и генератор с рабочей частотой 4,88 Гц. В качестве питающих и приёмных электродов использовались металлические стержни, диаметром 12 мм и длиной 60 см. Разносы для ВЭЗ выбирались из следующих соображений: для построения полноценной кривой ВЭЗ необходимо 10-12 значений «на декаду» и значения в логарифмическом масштабе должны быть равномерно распределены вдоль всей шкалы. Максимальный разнос питающей линии (АБ/2) составлял 100 метров. Для повышения качества заземления электродов, почва вокруг них заливалась солёной водой. Всего было выполнено 35 зондирований.

Расчёт значений кажущегося сопротивления выполнялся с использованием программы Excel. Построение кривых кажущегося сопротивления, решение обратной 1D задачи в рамках горизонтально-слоистых моделей для каждого пикета, построение геоэлектрического разреза и разреза кажущегося сопротивления выполнялось с использованием программы IPI_2_Win (МГУ).

Главным принципом решения обратной задачи был подбор наиболее простой геоэлектрической модели. Для большинства кривых совпадение теоретической и практической кривой (невязка) менее 5 % достигалась только при использовании четырёхслойной модели QN типа ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$). Для некоторых кривых (менее 30 %) было достаточно трёхслойной модели Н-типа ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$). Небольшое количество кривых требовали подбора с использованием пяти и более слоёв. Пример решения обратной 1D задачи показан на рисунке 1. Решения объединялись и стоились геоэлектрические разрезы вдоль линий четырёх профилей (рис. 2).

По результатам решения обратных задач была построена карта кровли и подошвы проводящих образований (рис. 3).

На участке «Тетюгино» пробурено несколько скважин одна из них находится на площади наших исследований. По данным бурения этой скважины первые 10 метров – лидиты, как оказалось, высокоомные образования и карбонатные породы; на глубине от 10 до 60 метров находится т.н. «проводящая» толща состоящая из различной мощности шунгитоносных пород, шунгитов, брекчий, содержащих шунгиты, известняков небольшой мощности. На глубине 60 метров находится силл габбро-долеритов (высокоомные горные породы).

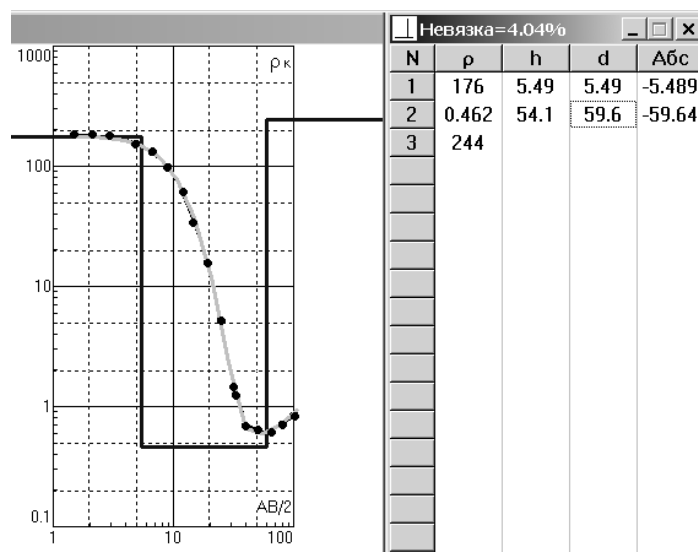


Рис.1. часть окна программы IPI_2_Win. Подбор параметров геоэлектрической модели для ПК № -40, профиль 1. Слева полевая и теоретическая кривые, геоэлектрическая модель. Справа параметры геоэлектрической модели

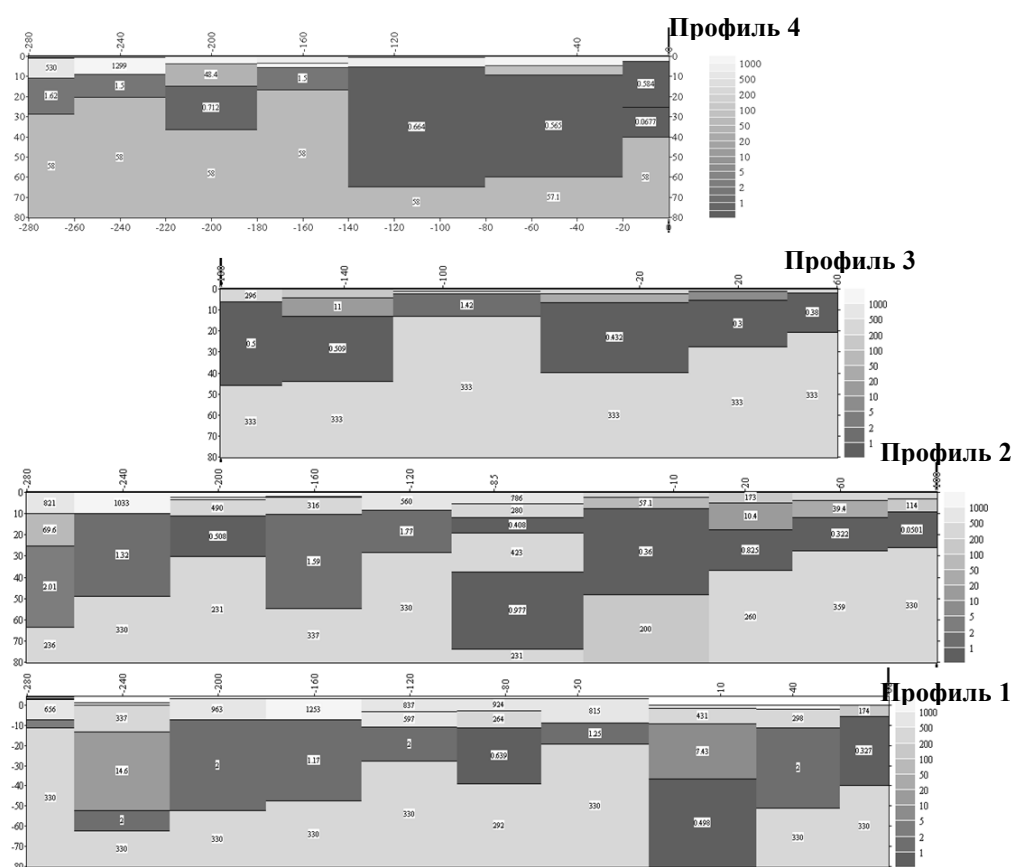


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы вдоль линии профилей, результат решения обратной 1D задачи (один из вариантов интерпретации). Вертикальная шкала – глубина метрах, горизонтальная – номера пикетов в метрах. Вертикальный и горизонтальный масштабы равны для всех профилей. Шкала – удельное электрическое сопротивление в Ом*м

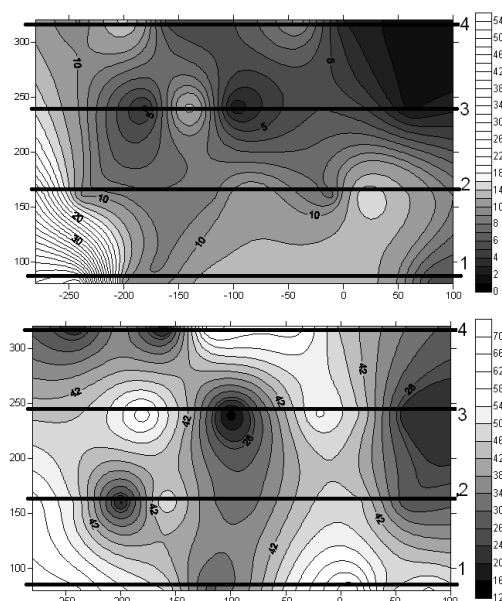


Рис.3. Карта кровли (сверху) и карта подошвы (внизу) проводящих образований мощностью более 3 метров (по результатам 1D инверсии)

Для пикетов, находящихся вблизи скважины (профиль 1 – ПК№ -10,40; профиль 2 – ПК № 20, 60) при решении обратной задачи закреплялась граница высокоомных образований и проводников.

При анализе различных решений обратных задач для кривых ВЭЗ на изучаемой площади, полученных с применяемыми расстановками, выяснилось следующее:

- С достаточно высокой точностью можно определять глубину кровли проводящих образований (шунгитов и шунгитосодержащих брекчий);
- Проводящие образования присутствуют практически по всей площади исследуемого нами участка;
- Практически невозможно «обнаружить» непроводящие образования не большой мощности в составе проводящей толщи;
- С большой погрешностью можно оценить глубину подошвы проводящей толщи;
- Удельное электрическое сопротивление подстилающей непроводящей толщи определяется с большой погрешностью.

При геологической интерпретации геоэлектрических разрезов сформировалось несколько версий:

1. Проводящие образования находятся в составе крыла синклинальной складки Толвуйской структуры Онежского синклинория, что хорошо видно на геоэлектрических разрезах вдоль первого и второго профиля;
2. В данной ситуации мы имеем дело с антиклинальной структурой, что можно предположить по данным интерпретации вдоль профиля 3;
3. Если посмотреть на геоэлектрический разрез полученный вдоль профиля 4, то можно предположить, что на участке присутствует диапировая структура.

Благодарность

Огромное спасибо нашему руководителю – профессору Алексею Сергеевичу Егорову.

Коллектив студентов и аспирантов геологоразведочного факультета СПГИ(ТУ) выражает благодарность руководителю лаборатории генезиса шунгитовых месторождений Института геологии КарНЦ РАН Михаилу Михайловичу Филиппову за консультации и прочитанную лекцию о генезисе и классификации шунгитов.

СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРЫ НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Жирова А.М.

ГИ КНЦ РАН, *Anatumy, anzhelaz@geoksc.apatity.ru*

Построена скоростная модель строения верхней части Приимандровского участка Имандра-Варзугской структуры на основе детальных сейсмических данных МОВ. Проведен анализ глубинного строения данного участка на основе полученной ранее объемной комплексной модели изучаемой территории.

Исходные данные

Для изучения скоростных характеристик исследуемого объекта использованы первичные сейсмические данные, полученные в результате детальных исследований МОВ, которые проведены на западном обрамлении Хибинского массива (Пронягин и др., 1980) (рис.1). Собраны материалы по продольным профилям (участок Имандра: 1-78, 1а-78 и участок Риж-губа: IV-79) и непродольным профилям (участок Имандра: 2-79, 3-79, 4-79, 5-79, 6-79, 7-79, 8-79, 9-79, 10-79, 11-79, 12-79, 13-79, 1-78, 1а-78 и участок Риж-губа: 14-79, 15-79, 16-79, 17-79, 18-79). Материалы представляют собой первые вступления слабо рефрагированных продольных сейсмических волн. Протяженность сейсмических профилей составляет менее 10 км. Для формирования вертикальной координаты использованы превышения всех пунктов взрыва и приема сейсмических волн. Предварительно во времена пробега сейсмических волн введена поправка за ЗМС. Для задач данного исследования использовано всего 1249 сейсмических лучей, подвергнутых также процедуре предварительного статистического анализа с целью исключения грубого шума.

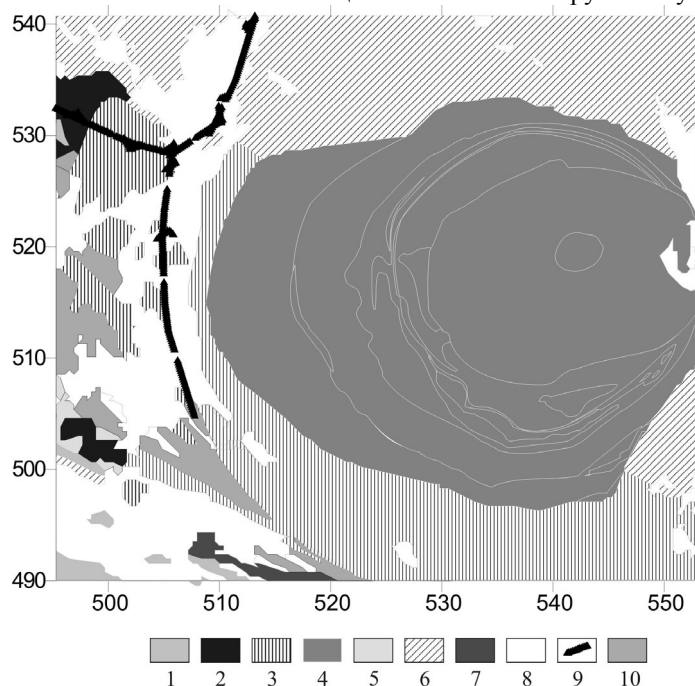


Рис.1. Упрощенная схема геологического строения западного окончания Имандра-Варзугской структуры (на основе геологической карты 1:500 000 Ф.П. Митрофанова) с вынесенными детальными сейсмическими профилями МОВ. 1-тоналиты - гнейсы; 2-габбро, габбро-анортозиты; 3-осадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзуги; 4- нефелиновые сиениты Хибинского массива; 5-гнейсы; 6- гранодиориты, тоналиты; 7- нориты, габбро-нориты Имандровского лополита; 8- озера; 9-сейсмические профили МОВ, 10-метавулканиты

Методы исследования

Для построения моделей распределения скорости продольных волн использован метод сейсмической томографии на временах пробега. Данный метод позволяет интерпретировать сейсмические годографы и рассчитывать по ним скоростные характеристики неоднородной среды. Приемлемым алгоритмом данного метода является программный пакет Firstomo (Дитмар, 1993), преимущество которого заключается в пересчете траекторий сейсмических лучей на каждом шаге итерационной процедуры. Обратная задача, решаемая методом сейсмической томографии, сводится к последовательным приближениям, на каждом из

которых решается линейаризованная задача, и, таким образом, кинематическая задача сейсмометрии решается в линейаризованной постановке (Яновская, 1997).

Решение задачи сейсмической томографии в формулировке (1) и (2), рассмотрено в работах (Нолет, 1990; Яновская, 1997):

$$\|A_t\{V(\xi), x, x'\} - t(x, x')\| = \delta_t \quad (1)$$

$$J_t(V) = \int_V W_v(\xi) \cdot (V(\xi) - V_{ini}(\xi))^2 dv = \min \quad (2)$$

На стадии решения прямой задачи, выполняется трассирование сейсмических лучей на трехмерной сетке.

Для расчетов использована трехмерная сеть с параметрами ячейки 0.3км x 0.3км x 0.1км. Предварительно проведены тестовые исследования с целью оптимизации значения параметра регуляризации, используемой в задаче сейсмической томографии для уменьшения неустойчивости получаемых решений. Проведены расчеты скоростных моделей со значениями параметра 0.1; 0.15 и 0.2. Установлено, что использование значений параметра регуляризации, равных 0.1 и 0.15 ведет к неустойчивости решений, что проявляется в хаотичной смене положительных и отрицательных ложных аномалий, большая дисперсия значений скорости продольных волн: от 3.4 до 7.2 км/с (пример приведен для сечения 0,22 км). Т.е. при уменьшении параметра регуляризации даже до значения 0,15 решение «рассыпается». Значение параметра, равное 0.2 позволяет получить достаточно устойчивое решение, стабильный характер хода невязок и довольно низкие ее значения во временном поле.

Результаты исследования

В результате сейсмотомографического моделирования скоростного строения верхней части западного окончания Имандра - Варзугской структуры (Приимандровский район), получено распределение скорости продольных волн от поверхности до глубины 300 м. На рис.2 и 3 показаны сечения скоростной модели для горизонта +0,22 км и +0,12 км.

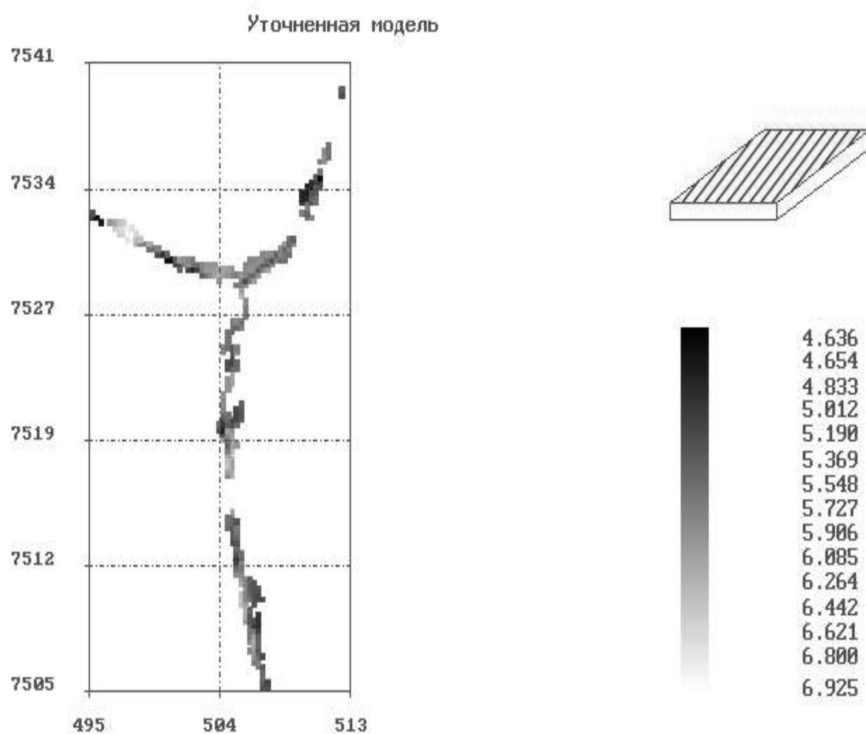


Рис.2. Распределение расчетных значений скорости продольных волн (в км/с) в западной части Имандра-Варзугской структуры по детальным данным МОВ (уровень 0,22км). Показаны только аномальные значения скорости

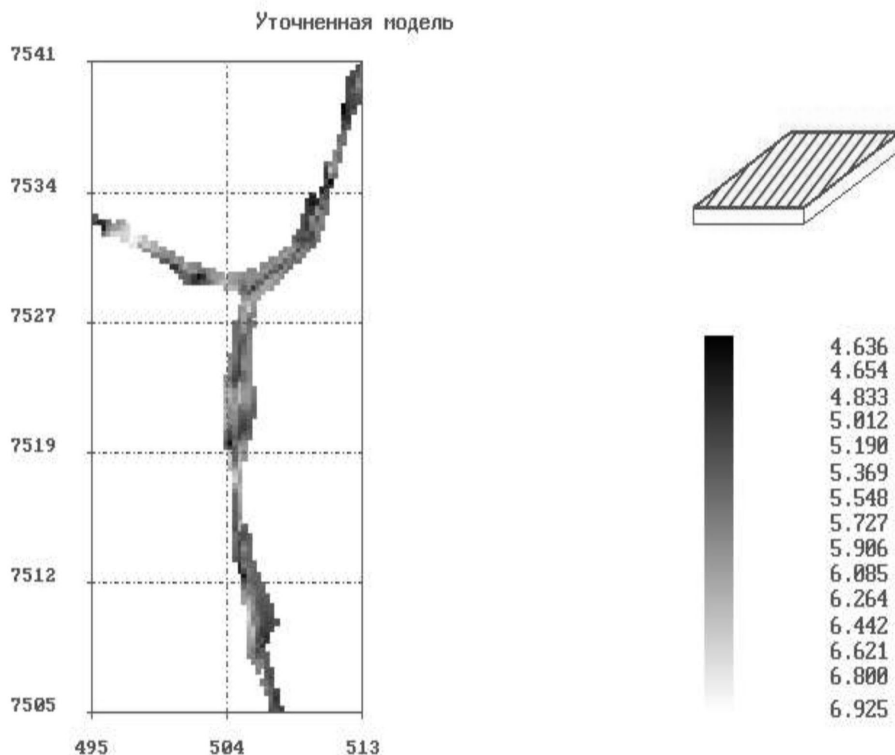


Рис.3. Распределение расчетных значений скорости продольных волн (в км/с) в западной части Имандра-Варзугской структуры по детальным данным МОВ (уровень 0,12км). Показаны только аномальные значения скорости

Установленные повышенные значения скорости в западной ветви модели (6.6-6.8 км/с относительно средних значений, равных 5.5-5.7 км/с) объясняются высокоскоростными интрузивными породами Мончегорского плутона, которые контактируют на северо-западе с породами свиты Имандра-Варзуга. Северо-восточная ветвь аномальных скоростей модели характеризуется несколько пониженными значениями (4.8-5.2 км/с), поскольку сейсмический профиль пересекает архейские гранодиориты, тоналиты, плагиограниты. Вся центральная часть модели, протягивающаяся субмеридионально и территориально совпадающая с озером Имандра (Приимандровский участок), характеризуется значениями 5.3-6.2 км/с, которые относятся к осадочно-вулканогенным породам структуры Имандра-Варзуга. Дисперсия скорости продольных волн связана с существованием различным разновидностей пород, составляющих свиту Имандра-Варзуга. Более высокоскоростные включения объясняются эффузивными породами, либо сильно карбонатизированными осадочными породами данной структуры.

Эти данные не противоречат результатам ранее проведенного комплексного моделирования строения среды в Центральной части Кольского полуострова (Глазнев, 2008).

Так, в целом Имандра-Варзугская структура выделяется повышенными значениями скорости (рис.4). На поверхности скорости этой структуры составляют 5.7-6.13 км/с относительно скорости краевой части Хибинского плутона, равной приблизительно 4.5 км/с и значений скорости архейских гранодиоритов, равных 4.7-4.8 км/с. На более глубоких горизонтах (3-9 км) наблюдаются аномально высокие значения скорости в юго-западной части Имандра-Варзугской структуры (6.5-7.2 км/с). Для Приимандровского участка аномально высокие значения скорости продольных волн проявляются несколько глубже (на глубинах 5-9 км). Что касается глубинной структуры зоны Имандра-Варзуга, то согласно комплексной модели (Глазнев, 2008) (см. рис.4) для нее характерно постепенное смещение с глубиной в восточном и северо-восточном направлениях под породы Хибинского плутона. Особенно четко это проявляется на глубинах 4-8 км.

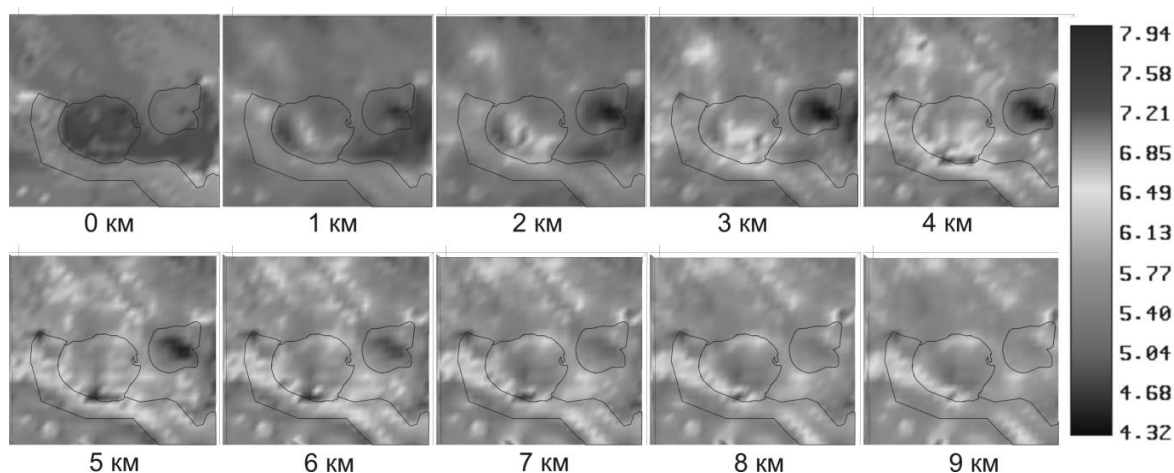


Рис.4. Комплексная сейсмогравиметрическая модель, представленная распределением скорости продольных волн (в км/с) на различных глубинных срезах. Контурами показаны Имандра-Варзугская зона, а также Хибинский и Ловозерский массивы

Работы поддержаны грантом РФФИ №07-05-13579-офи_ц.

ЛИТЕРАТУРА

- Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии и сейсморазведки при изучении строения верхней части земной коры // Материалы 35-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Ухта. Изд-во: ООО «Коми республиканская типография». 2008. С.59-65.
- Дитмар П.Г., Рослов Ю.В. Нелинейная томографическая обработка сейсмических данных: Сб. рефератов. Международная геофизическая конференция SEG-EAГО. Москва. 1993. С.55.
- Нолет Г., Чепмен К., Ван дер Слиус А. и др. Сейсмическая томография. С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике. М.: Мир. 1990. 416 с.
- Яновская Т.Б. Проблемы сейсмической томографии: Сб. статей // Проблемы геотомографии. М.: Наука. 1997. С. 86-98.

СВЯЗЬ ПРОВОДЯЩИХ СТРУКТУР С ОБЛАСТЬЮ ПОВЫШЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ В РАЙОНЕ ДНЕСТРОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Зайцев Г. Н., Кушнир А. Н.

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, georgez2001@mail.ru

Введение

Геофизическими исследованиями последних десятилетий было установлено широкое распространение в консолидированной коре континентов сейсмических и геоэлектрических неоднородностей (Кисин, 2001; Никифоров и др., 2006). В связи с этим, актуальным является вопрос об исследовании взаимосвязей между процессами, происходящими на платформенных участках территории Украины, таких как южная часть Волыно - Подольской плиты, на которой, зарегистрирована повышенная неотектоническая активность (Шаров и др., 2007), а также расположена Черновицко - Коростенская аномалия электропроводности (Кулик и др., 2007).

Настоящая работа посвящена анализу магнитотеллурических (МТ) данных, их обработке и интерпретации, а также выявлению связей между аномально проводящими структурами и областями проявлений повышенной сейсмической активности.

В основу работы авторами положены результаты МТ-исследований, проведенных в районе Днестровского водохранилища в 2008 г. Институтом геофизики им. С.И. Субботина (г. Киев), а также результаты сейсмического мониторинга, выполненного КФ ИГф им. С.И. Субботина НАН Украины (г. Львов).

Методика проведения работ:

Регистрация компонент МТ-поля на Днестровском водохранилище осуществлялась по профилю, проходящему вкост простирания зоны современной сейсмической активности, с помощью цифровой пятикомпонентной длиннопериодной станции LEMI-417 #011, производства Львовского Института космических исследований (Украина, г. Львов). В качестве датчиков теллурического поля использовались диполи длиной 100м, чувствительные элементы которых состоят с листов химически чистого свинца, регистрация магнитного поля осуществлялась трехкомпонентным феррозондовым магнитометром. Установка ориентирована в направлении север-юг (ось X) и запад-восток (ось Y). Синхронизация станции осуществляется с помощью GPS приемника. Схема расположения пунктов МТ-наблюдений показана на рис. 1.

Основные трудности при проведении работ методом МТ-зондирования возникли из-за искажений, вызванных неоднородностями осадочного чехла, а также, возможно, изменением напряженно деформационного состояния среды, обусловленного изменением уровня воды в Днестровском водохранилище. Это придает особую важность анализу МТ-данных (диагностике приповерхностных искажений, выделению глубинных структур) и их нормализации (сглаживанию геоэлектрического шума, исключению статических смещений и индукционных эффектов).

В результате проведенных работ были получены 4 точки магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Значения импеданса, кривые кажущегося сопротивления: для меридионального (ρ_{xy}) и широтного (ρ_{yx}) направления определялись с помощью программного комплекса PRC_MTMV (Система обработки магнитотеллурических и магнитовариационных данных) разработанного И. М. Варенцовым (Россия, г.Троицк, ИГЕМИ РАН), который позволяет обрабатывать данные всевозможных однотоочечных, синхронных, выполненных по методу “удаленной базы” (*remote reference*, или сокращенно *RR*), МВП и МТЗ записей, полученных с различной цифровой (и аналоговой) аппаратуры (Varentsov et al., 1997).

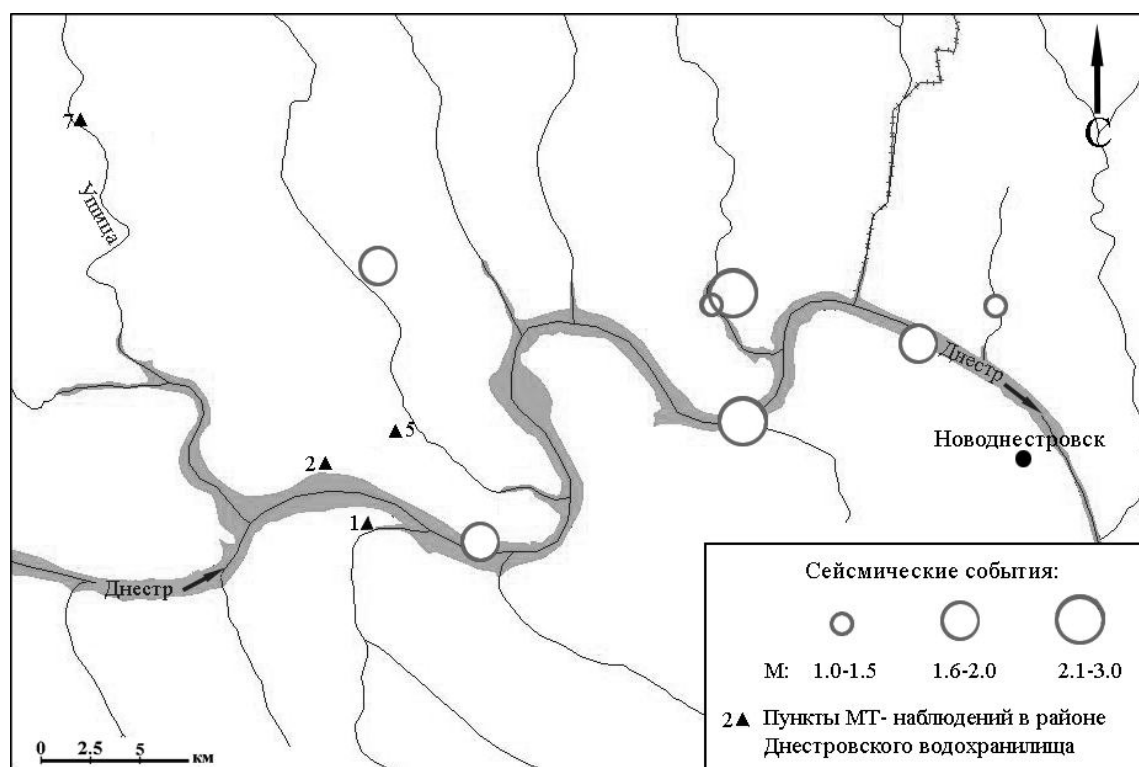


Рис. 1. Карта-схема эпицентров землетрясений и пунктов МТ-наблюдений в районе Днестровского водохранилища

Сопоставление и анализ кривых МТ-зондирования:

Основополагающей проблемой интерпретации МТ-данных, является решение вопроса о природе аномалий коровой электропроводности, поскольку именно этим определяется их роль в изучении геодинамических процессов и геологического строения Земли. В соответствии с современными представлениями о природе коровых проводящих слоев существует несколько возможных механизмов повышенной электропроводности: либо высокая электронная проводимость пород, составляющих верхнюю кору, либо ионная, связанная в основном с порово-трещинным пространством и межзерновыми

промежутками пород которые заполнены флюидами или с частичным плавлением пород земной коры. В составе флюидов преобладает минерализованная вода и углекислота, причем последняя играет существенную роль в нижних частях коры (Баталева и др., 2006).

Ареной развития деформаций в субгоризонтальных флюидонасыщенных телах консолидированной коры является преимущественно верхние части этих тел. Кроме того, в кровле таких тел под действием флюидного давления развивается трещины гидроразрыва. Подобное влияние флюидов служит подтверждением реальности горизонтальных подвижек в соответствии с двух ярусной моделью земной коры (Петрология..., 1988) и позволяет понять, почему очаги коровых землетрясений концентрируются преимущественно над кровлей электропроводящих слоев или в верхней части этих слоев (Кисин и др., 1997).

При качественной интерпретации и увязке семейства кривых МТ-зондирования были получены следующие результаты:

Вдоль всего профиля при постоянстве формы кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} наблюдается изменение их уровня на несколько порядков, от 10^1 до 10^6 Ом·м. Можно предположить, что изменения такого рода обусловлены неоднородностями пород слагающих осадочный чехол, что и приводит к гальваническим искажениям кривых и изменениям уровней на порядок (рис. 2).

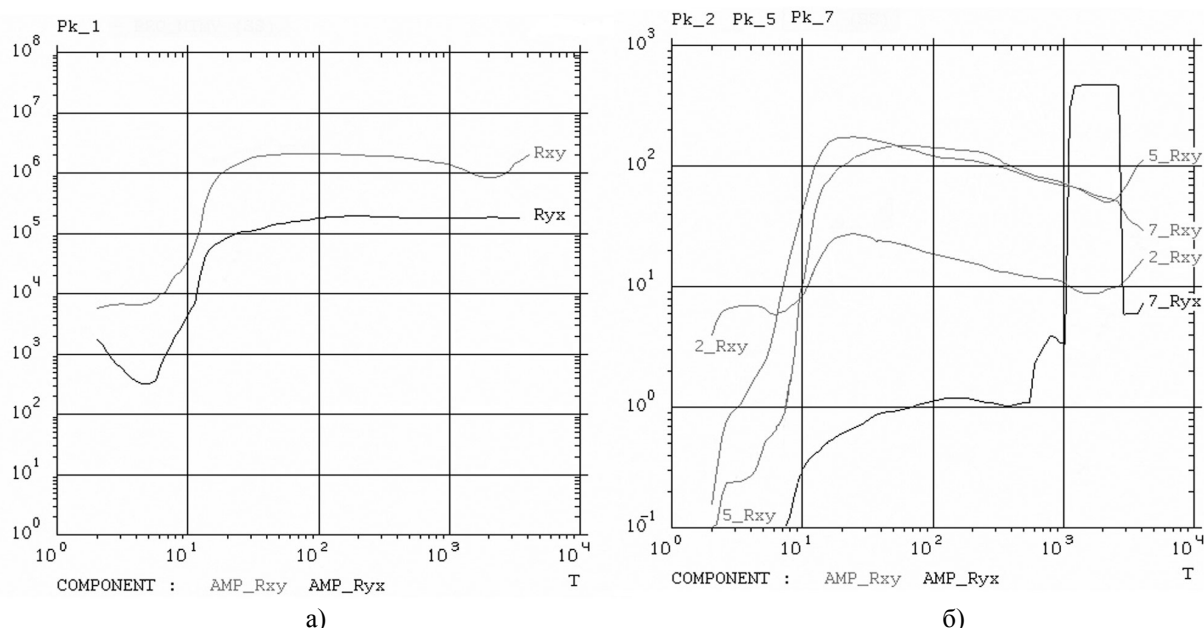


Рис. 2. Семейство полученных кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} (Ом·м): а) – кривые на ПК-1; б) – ПК-2, 5 и 7

Поведение семейства кривых (ρ_{xy}) на периодах $T=3-7$ с. характеризуются минимумами, которые могут свидетельствовать о присутствии проводящего тела на малых интервалах глубин $h \approx 4-8$ км. с суммарной продольной проводимостью $S \approx 500$ См. Расхождение кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} свидетельствует о неоднородности распределения удельного электрического сопротивления по простиранию.

Между ПК-2 и ПК-5 на небольшом расстоянии кривые изменяются по форме, но не меняются их уровень. Между ПК-1 и ПК-5 – наблюдаются существенные изменения уровня кривых, при сохранении их общего вида.

Следует отметить особое поведение кривых МТ-зондирования на ПК-2. Здесь соотношение кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} существенно отличается от всех остальных кривых МТ-зондирования, полученных на пикетах 1, 5 и 7. Что возможно связано с погрешностью обработки данных в области высоких частот. На ПК-7, в области высоких частот – аномальное тело не проявляется.

Выводы

Важно отметить, что при анализе результатов МТ-данных, необходимо учитывать широкий спектр различных помех и искажений, которые могут быть вызваны различными источниками, например техногенным шумом, неоднородностями осадочного чехла, а также динамическим изменением напряженно деформационного состояния водохранилища.

Все эти факторы существенно усложняют проведение полевого эксперимента, что сказывается на качестве обработки и интерпретации полученных данных.

На кривых МТ-зондирования (ПК-1 и ПК-2) в диапазоне периодов 3-7 секунд, наблюдается локальный минимум. Можно предположить, что этот минимум соответствует проводящему телу, глубина залегания

которого, ориентировочно соответствует $h=4\div 8$ км. Следует обратить особое внимание на то, что в данном районе в 2005-2007 годах были зарегистрированы локальные землетрясения, расположение очагов которых находится на тех же глубинах, что и аномально проводящее тело, а именно $h=3\div 5$ км.

Тесная корреляция в пространстве очагов землетрясений и аномально проводящего тела на одинаковом интервале глубин может свидетельствовать об их общей природе происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Баталева Е. А., Буслов М. М., Рыбин А. К., Баталев В. Ю., Сафронов И. В. Аномалии электропроводности зоны Таласо-Ферганского разлома и геодинамическая интерпретация глубинной структуры юго-западного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2006. Т.47. №9. С. 1036-1042
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики восточно-европейской платформы / под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К.Шукина. К.1 Землетрясения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. Геофиз. служба РАН. 2007. С. 171,320-321.
- Киссин И. Г. Флюидная система и геофизические неоднородности консолидированной земной коры континентов. Москва: ОИФЗ РАН. 2001. С. 4-19.
- Киссин И. Г., Рузайкин А. И. Соотношение между сейсмоактивными и электропроводящими слоями в земной коре Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. №1. С. 12-29.
- Кулик С. Н., Бухарович Т. К. Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита // Физика Земли. 2007. №4. С. 21-27
- Никифоров В. М., Дмитриев И. В., Старжинский С. С. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. №4. С. 18-25.
- Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука. 1988. -186 с.
- Varentsov Iv. M., Golubev N. G., Martanus E. R. et al. Magnetotelluric processing system PRC-MTMV and its applications // Russian-German Seminar "Actual Problems in Deep EM Studies" (Extended Abstracts). Moscow. OIFZ RAN. 1997. P. 51-52.

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД НА ИХ РАДИОЭКРАНИРУЮЩИЕ СВОЙСТВА

Мошников И. А.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, igorm@krc.karelia.ru

Шунгитовые породы - группа углеродосодержащих вулканогенно-осадочных и осадочных докембрийских пород Карелии, являющихся природными композитными материалами, свойства которых обусловлены с одной стороны структурой и свойствами углерода, с другой - сложным минеральным составом, изменяющимся от кремнистого, алюмосиликатного и карбонатного до смешанного (Buseck, 1997). Одним из направлений применения шунгитовых пород является использование их в качестве активного наполнителя композиционных радиоэкранирующих материалов для создания конструкционных материалов и реконструкции обычных помещений с целью защиты от вредного воздействия электромагнитных излучений на биологические структуры (Мошников, 2007).

Для исследований были отобраны три образца шунгитовых пород с одной скважины с разных глубин по разрезу наиболее представительных толщ углеродистого вещества. №1 - низ толщ на непосредственном контакте с плагиопорфиритом. №2 – середина толщ, удаленная от контактов с плагиопорфиритами. №3 - верх толщ на непосредственном контакте с туфоалевролитами. Особенность силикатного состава выбранных пород – повышенное содержание Na_2O (0,6 - 4 %) с преобладанием над K_2O (0,1 - 0,8 %). Содержание углерода в породе для всех отобранных образцов составляет порядка ~ 20 %.

Ранее проведенный структурно-морфологический анализ показал, что молекулярная структура углеродистого вещества, выявляемая по микродифракционным исследованиям, определяется пониженными для всех исследованных образцов межслоевыми расстояниями $d(002)$, близкими к 0.343 нм. Эти межслоевые расстояния при полном отсутствии трехмерных отражений характерны для наиболее упорядоченного углеродистого вещества. Для надмолекулярной структуры образца №1 характерно наличие полых наносфер размерами порядка 100 нм и толщиной стенки до 10 нм (~ 30 графеновых слоев). Углеродистое вещество образца №2 характеризуется обычной для шунгитов глобулярной структурой, хотя и с более крупным размером глобул в пределах 20-40 нм. В углеродистом веществе образца №3 хорошо представлены волокнистые или лентоподобные морфоструктуры.

По данным радиоспектрального анализа (приборы SMV11 и SMV8.5) зависимости эффективности экранирования от частоты для исследуемых образцов имеют характерные отличия. Как видно из графика (рис.1), кроме различий в общем уровне эффективности экранирования имеются отличия в ходе кривой с ростом частоты. Для образцов №1 и №2 наблюдается значительное увеличение эффективности экранирования на высоких частотах. Для образца №3 такого сильного роста не происходит.

Такое поведение эффективности экранирования от частоты, видимо, связано с надмолекулярной структурой углеродистого вещества шунгита. Можно предположить, что для образцов №1 и №2 на высоких частотах значительный вклад в экранирование вносит поглощение электромагнитной энергии за счет многократного внутреннего отражения волны на границах нанопор, образованных углеродными слоями, что приводит к росту эффективности экранирования.

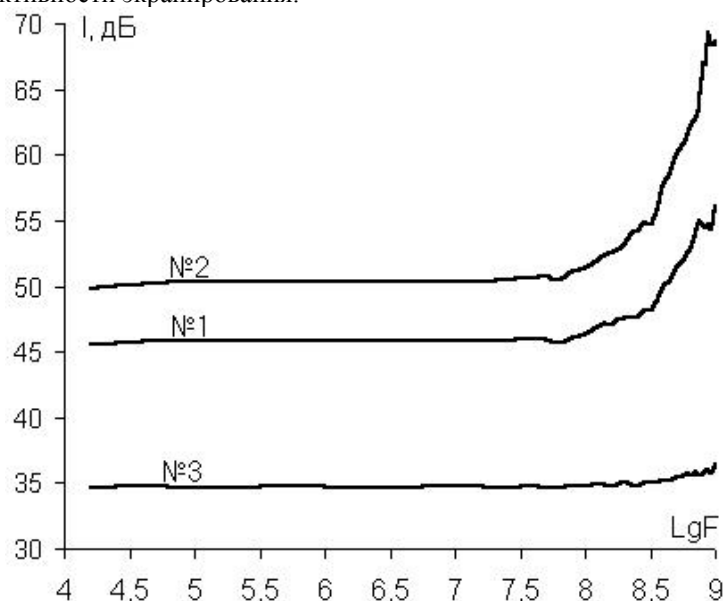


Рис.1. Зависимости эффективности экранирования отобранных образцов от логарифма частоты электромагнитного поля

В сравнении с шунгитовыми породами, относящимися к так называемому калиевому генетическому типу, отобранные шунгиты характеризуются более высокими значениями эффективности экранирования (рис.2), а также разнообразием надмолекулярной структуры углерода, которое в свою очередь обусловлено условиями формирования шунгитовых пород.

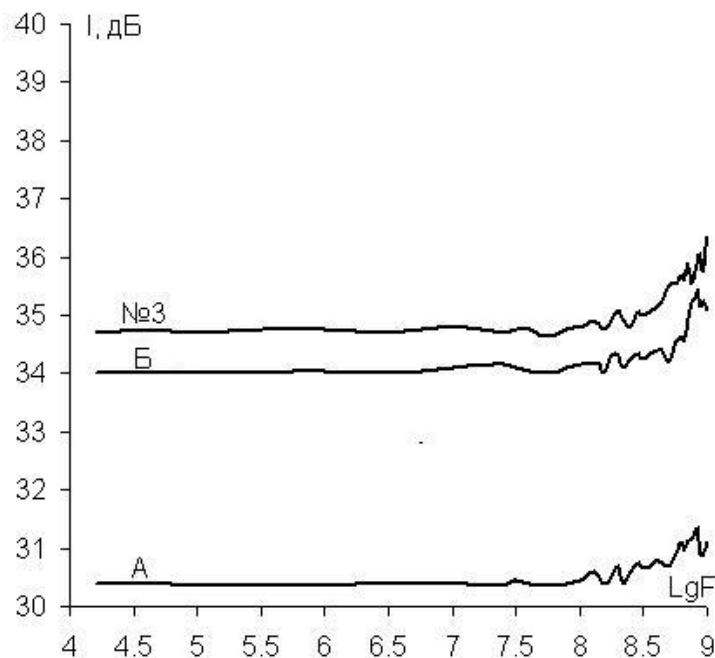


Рис.2 Зависимости эффективности экранирования от логарифма частоты электромагнитного поля. Для образца №3, А – для шунгита, относящегося к калиевому генетическому типу (содержание углерода ~ 20 %), Б - для углеродистого вещества из золоторудного месторождения Эрикссон.

Образец №3, характеризующийся наиболее низкой экранирующей способностью среди выбранных образцов, по ходу зависимости и уровню эффективности экранирования близок к исследованной ранее эффективности экранирования углеродистого вещества из золоторудного месторождения Эриксон. Полученные ранее результаты свидетельствуют о близости углеродистого вещества из золоторудного месторождения Эриксон к шунгитовым породам по атомарно-молекулярной и зонной структуре (Kovalevski, 2001).

Таким образом, можно отметить, что условия формирования шунгитовых пород, оказывающие влияние на надмолекулярную структуру углерода, влияют и на их радиоэкранирующие свойства. При выборе шунгитов для создания радиоэкранирующих материалов следует обращать внимание не только на процентное содержание углерода, но и на его структурно-морфологические параметры.

ЛИТЕРАТУРА

- Мошников И.А., Ковалевский В.В., Лазарева Т.Н., Петров А.В. Использование шунгитовых пород в создании радиоэкранирующих композитных материалов. // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация Северо-Запада России. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2007. С.272-274.
Buseck P.R., Galdobina L.P., Kovalevski V.V., Rozhkova N.N., Valley J.V. and Zaitenberg A.Z. Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia.// Canadian Mineralogist. 1997. V.35. №6. p. 1363-1378.
Kovalevski V.V., Buseck P.R. and Cowley J.M.. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: An X-ray and TEM study. Carbon 2001. Vol. 39. No. 2. pp. 24

ВЛИЯНИЕ ШУНГИТОВОГО НАПОЛНИТЕЛЯ НА СТРУКТУРУ И ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КОМПОЗИЦИЙ НА ОСНОВЕ СМЕСЕЙ ПОЛИПРОПИЛЕНА И ПОЛИЭТИЛЕНА

Рожков С. С.¹, Тимофеева В. А.², Соловьева А. Б.²

¹ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, rozhkovserg@mail.ru

²Институт химической физики им. Н.Н. Семенова РАН, Москва

Ранее было показано, что на основе полипропилена (ПП) и углеродсодержащего минерального шунгитового наполнителя (ШН) можно формировать электропроводящие композиции с удельной электропроводностью на постоянном токе σ_{dc} в диапазоне 10^{-11} - 10^{-2} (Ом см)⁻¹ в зависимости от типа и концентрации мелко измельченного ШН (Дубникова и др., 1999; Чмутин и др., 2004). Кроме того, для получения электропроводящих материалов с σ_{dc} 10^{-6} - 10^{-3} (Ом см)⁻¹ шунгитовый наполнитель оказывается более перспективным по сравнению с традиционными углеродными наполнителями (сажа, графит), поскольку при изготовлении шунгитосодержащих композиций легче было получать системы с воспроизводимыми электропроводящими свойствами. При использовании ШН композиции с указанным уровнем σ_{dc} могут быть получены при объемных содержаниях Φ , превосходящих соответствующие значения порогов протекания Φ^* , когда электрические свойства композиций не столь резко зависят от небольших вариаций величины Φ , что существенно повышает воспроизводимость электрических характеристик формируемых систем.

Ранее для получения сажесодержащих электропроводящих композиций использовались смеси полиэтилена с полипропиленом, полиоксиметиленом и полистиролом (Mamunya, 1999; Заикин и др., 1999; Ponomarenko et al, 1997). Было показано, что в некоторых случаях возможно снижение порога протекания Φ^* для сажесодержащих смесей полимеров (по сравнению с композициями полимер-сажа) в несколько раз. Такие эффекты обычно связывались с неоднородным распределением наполнителя в полимерных смесях.

В данной работе показано влияние шунгитового наполнителя на структуру и электропроводящие свойства композиций на основе несовместимых термопластичных полимеров полипропилена (ПП) и полиэтилена высокой плотности (ПЭ).

Экспериментальная часть

Для получения композиций в работе использовали полипропилен с показателем текучести расплава 1.7 г/10 мин (нагрузка 2.1 кг, температура 190°C) и полиэтилен высокой плотности с ПТР 3 г/10 мин (нагрузка 5 кг, температура 190°C). Плотность ПП и ПЭ составляла 0.9 г/см³, удельная электропроводность 10^{-16} (Ом·см)⁻¹.

В работе был использован шунгитовый наполнитель (ШН) с содержанием углерода 39 мас. %. Удельная электропроводность ШН равна 10^{-1} (Ом·см)⁻¹. Размер частиц ШН 0.5-10 мкм; удельная поверхность 40 м²/г; плотность 2.26 г/см³. ШН содержит фракцию ~ 1 % со средним размером частиц 10-100 нм (по данным электронной микроскопии и динамического светорассеяния).

Композиции получали смешением в расплаве в смесителе типа «Брабендер». Скорость вращения роторов 60 оборотов/мин. Смешение проводилось в присутствии стабилизатора термоокислительной деструкции (Irganox) (0,1 % от массы полимера) при температуре 180°C. Получали двойные полипропилен-полиэтилен (ПП-ПЭ) и тройные ПП-ПЭ-ШН композиции, с соотношением ПП-ПЭ 80% - 20% и 50% - 50% (ПП80-ПЭ20 и ПП50-ПЭ50). При приготовлении смесей ПП-ПЭ-ШН использовали два способа введения компонентов: 1) ШН вводили в расплав ПП, и после добавляли ПЭ ("способ 1"); 2) ШН вводили в приготовленную двойную композицию ПП и ПЭ ("способ 2").

Объемное содержание Φ шунгитового наполнителя в композициях варьировали от 5 до 45 об. %.

Измерение удельной электропроводности на постоянном токе σ_{dc} проводили с использованием потенциометрического метода. Действительную ϵ' и мнимую ϵ'' части комплексной диэлектрической проницаемости в СВЧ области измеряли резонаторным методом на частотах 7.2 ГГц и 11.1 ГГц (Луцкий, 1988).

Для получения АСМ-изображений использовали сканирующий зондовый микроскоп Solver P47 (производство NT-MDT, г. Зеленоград). АСМ-исследования проводили в полуконтактной моде (tapping mode) в режимах топографии и «фазового контраста» с кантилевером серии NSG 11 с жесткостью 40 Н/м и резонансной частотой 160 КГц. Образцы для АСМ - исследований готовили в виде пленок, которые получали при свободной кристаллизации из расплава формируемых композиций, помещенных между пластинами слюды.

Обсуждение результатов

Структура поверхности шунгитонаполненных композиций

Известно, что ПП и ПЭ несовместимы при любых соотношениях в смеси, т.е. один полимер образует дисперсную фазу в матрице другого полимера, либо оба полимера присутствуют в смеси в виде двух непрерывных фаз (Jose et al, 2004). Вследствие несовместимости этих полимеров при их смешении формируется смесевая композиция с гетерогенной структурой, морфология которой зависит от соотношения компонентов в смеси.

Наиболее типичные из полученных (не менее 30-ти для каждого образца) АСМ-изображений в режиме фазового контраста участков поверхности размером 3х3 мкм² и 7х7 мкм² смесей ПП80-ПЭ20 (рис. 1а) и ПП50-ПЭ50 (рис. 1б), характеризуются упорядоченной («снопообразной») ламеллярной структурой ПП с включениями ПЭ (50-300 нм), также имеющие ламеллярную структуру. В случае смеси ПП50-ПЭ50 (рис. 1б) на АСМ-изображениях фиксируются протяженные неупорядоченные области кристаллических фаз ПП и ПЭ, структура которых в обоих случаях представлена ламелями разной толщины (толщина ламелей в фазе ПП ~ 15 нм, в фазе ПЭ ~ 30 нм).

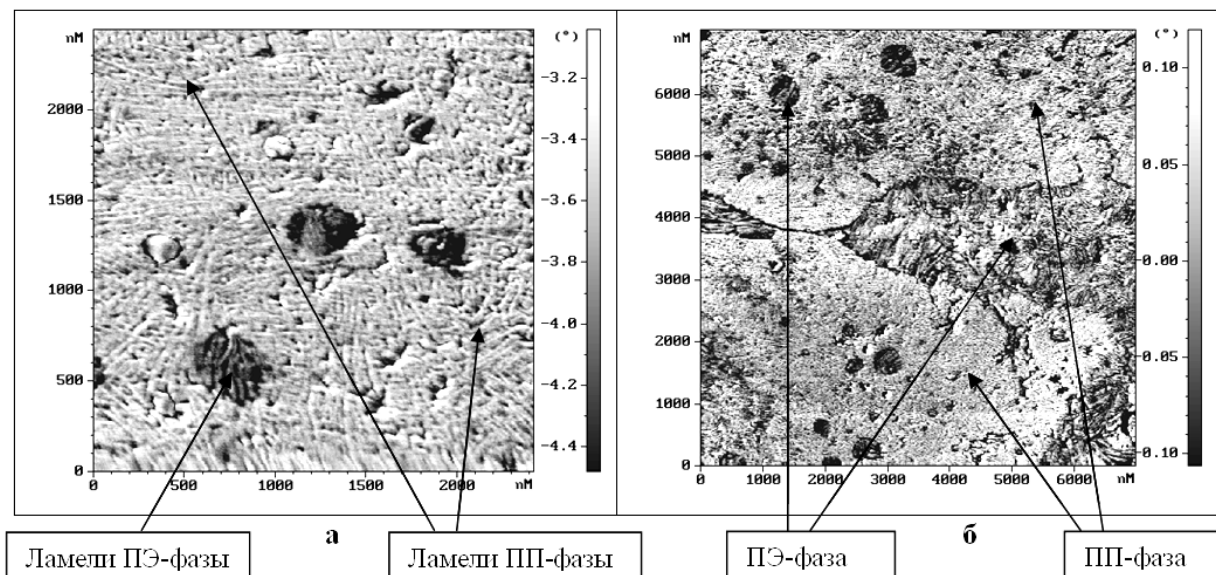


Рис.1. АСМ-изображения участка поверхности 3х3 мкм² смеси ПП80-ПЭ20 (а) и участка поверхности 7х7 мкм² смеси ПП50-ПЭ50 (б), полученные в режиме фазового контраста

Структура поверхности шунгитонаполненных композиций ПП80-ПЭ20 и ПП50-ПЭ50 при содержании ШН до 20 об. % мало отличается от структуры поверхности исходных смесей ПП-ПЭ и не зависит от порядка введения компонентов.

Однако при содержании ШН, превышающем 22 об. %, структура поверхности композиций оказалась зависящей от порядка введения компонентов в систему (рис. 2). Так, для композиции ПП80-ПЭ20-ШН при введении ШН предварительно в ПП (способ 1) формируется сферолитоподобная структура ПП, образованная радиально ориентированными ламелями, а в случае введения ШН в смесь ПП и ПЭ (способ 2) полипропилен преимущественно кристаллизуется в виде фибриллоподобных образований (толщиной ~ 200-300 нм), также образованных ориентированными ламелями ПП.

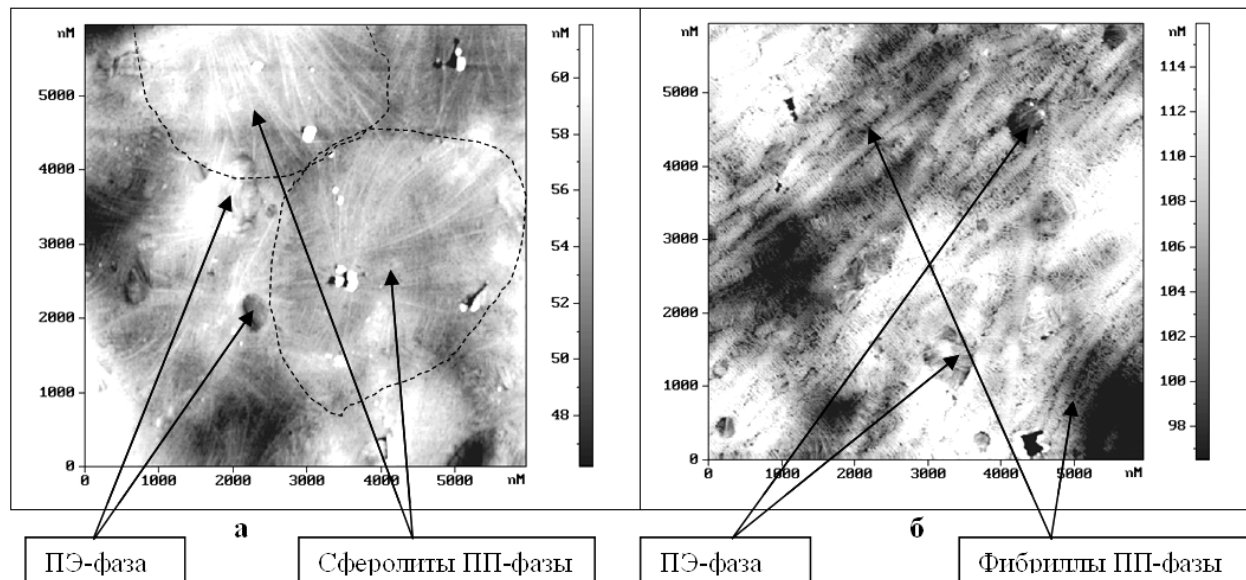


Рис. 2. АСМ-изображения участков поверхности $6 \times 6 \text{ мкм}^2$ композиции ПП80-ПЭ20-ШН (содержание ШН 22 об.%), полученные в режиме топографии. Последовательность введения компонентов: ПП-ШН-ПЭ (а) и ПП-ПЭ-ШН (б).

В случае композиции ПП50-ПЭ50-ШН при содержании ШН выше 20 об. % АСМ-изображения поверхности аналогичны изображениям, полученным для системы ПП80-ПЭ20-ШН с высоким содержанием ШН.

Электрические свойства композиций

Результаты исследования электропроводности на постоянном токе σ_{dc} композиций ПП-ШН и смесей ПП-ПЭ-ШН, полученных различными способами, приведены на рис. 3.

Последовательность введения компонентов оказывается существенной для формирования композиций с заданными электрофизическими характеристиками.

Так, порог протекания Φ^* (табл. 1) ниже в том случае, когда ШН вводился в смесь ПП-ПЭ. Для шунгитонаполненных композиций на основе смеси ПП-ПЭ (при любом порядке введения компонентов) Φ^* ниже, чем для шунгитонаполненного ПП.

Табл. 1. Величины порогов протекания Φ^* композиций

Композиция	ПП80-ПЭВП20-ШН		ПП50-ПЭВП50-ШН		ПП-ШН
Способ введения компонентов	1	2	1	2	
Φ^* , об. %	30	25	28	24	32

Этот эффект может быть обусловлен тем, что при предварительном введении ШН в ПП, вследствие высокой адгезии компонентов друг к другу, наполнитель преимущественно остается в матрице ПП и при последующем введении в исследуемые системы ПЭ. В случае введения ШН в расплавленную смесь полимеров, частицы ШН могут попадать как в ПП-фазу, так и в ПЭ-фазу. При смешении частицы ШН стремятся перейти в ПП из-за большего сродства ШН к ПП. Но из-за кинетических затруднений лишь малая часть частиц ШН эффективно может переходить в ПП, а большая часть наполнителя локализуется на границе ПП-ПЭ. Концентрация ШН на межфазных границах ПП-ПЭ возрастает, что может обуславливать снижение порога протекания. В шунгитонаполненных композициях на основе ПП50-ПЭ50 вследствие большей, чем для смесей ПП80-ПЭ20, неоднородности смесевой композиции концентрация ШН на границах ПП-ПЭ растет быстрее, и порог протекания снижается по сравнению со значением Φ^* для шунгитонаполненной смеси ПП80-ПЭ20.

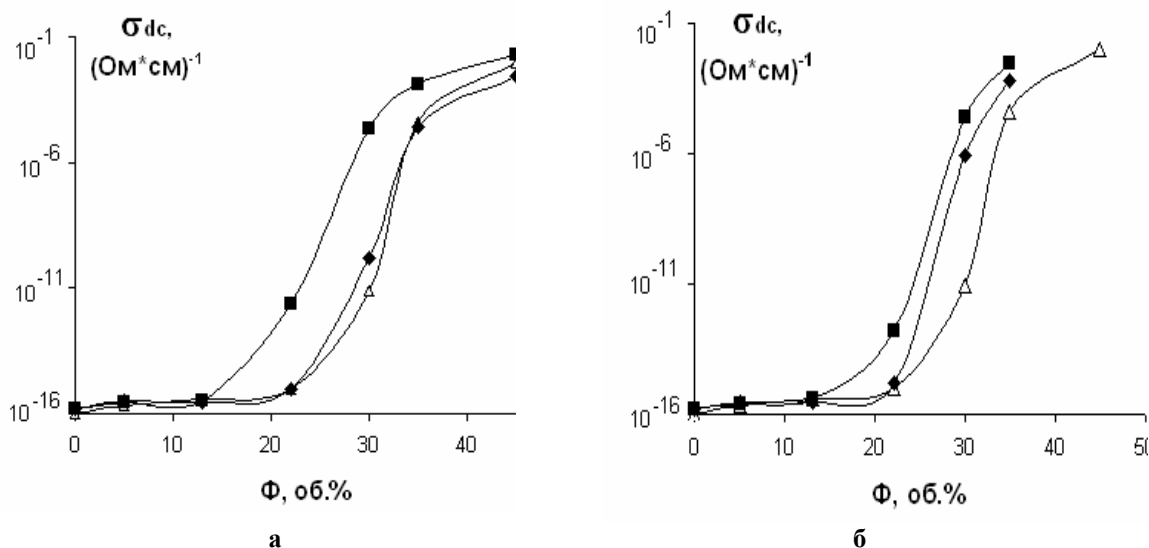


Рис. 3. Зависимости удельной электропроводности на постоянном токе шунгитонаполненных композиций от объемного содержания ШН при различном порядке введения компонентов
а: ПП-ШН (1), ПП80-ШН-ПЭ20 (2), ПП80-ПЭ20-ШН (3);
б: ПП-ШН (1), ПП50-ШН-ПЭ50 (2), ПП50-ПЭ50-ШН (3).

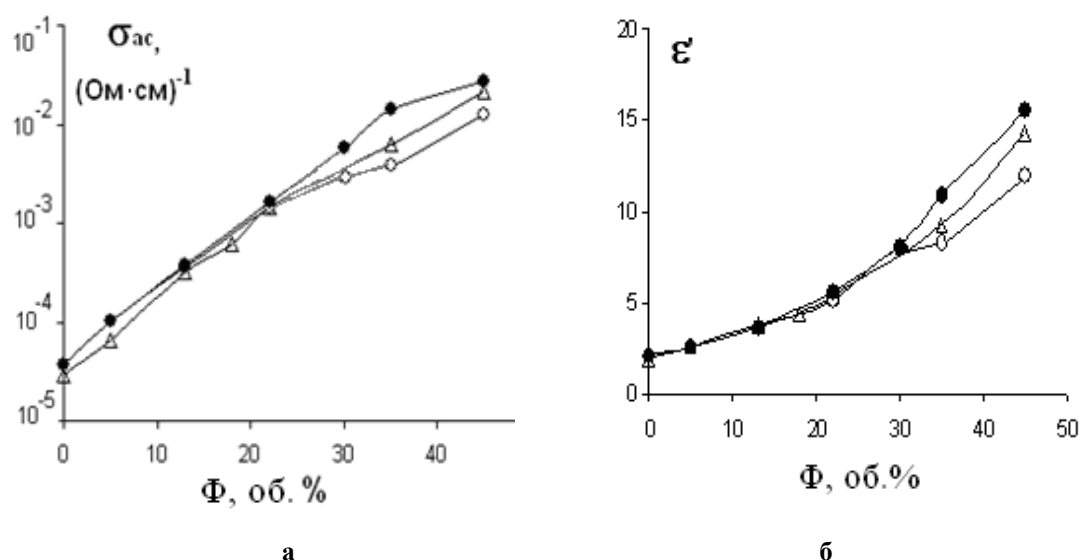


Рис. 4. Зависимости в СВЧ-области (частота 7.2 ГГц) удельной электропроводности $\sigma_{ac} = \sigma_{ac}(\Phi)$ (а) и диэлектрической проницаемости $\epsilon' = \epsilon'(\Phi)$ (б) для шунгитонаполненных композиций от объемного содержания ШН при различном порядке введения компонентов:
ПП-ШН (1), ПП80-ШН-ПЭ20 (2), ПП80-ПЭ20-ШН (3).

Следует отметить, что последовательность введения компонентов в систему может оказывать существенное влияние на электропроводность композиций лишь при использовании наполнителей с частицами нанометрового размера (Mamunya, 1999; Masao Sumita et al, 1991). В работе (Чмутин, 1992) при использовании в качестве электропроводящего наполнителя графита ЭУЗ-М с частицами размером 40-60 мкм такого эффекта не наблюдали.

Аналогичное влияние ШН на электрические свойства композиций было зафиксировано и на переменном токе (рис. 4).

Зависимости σ_{ac} от степени наполнения Φ не имеют выраженного порога протекания, в отличие от $\sigma_{dc} = \sigma_{dc}(\Phi)$, но заметно различаются для рассматриваемых способов введения ШН в смеси (кривые 2 и 3) при превышении $\Phi > \Phi^*$ для постоянного тока при $\Phi > 30$ об. %.

Так как в тройной композиции ПП-ПЭ-ШН, образуемой по способу 2, эффекты образования цепочек проводимости из частиц ШН проявляются в большей мере, нежели при формировании композиций ПП-ШН и

ПП-ШН-ПЭ, то измеряемые для композиции ПП-ПЭ-ШН, формируемой по способу 2, значения σ_{ac} превышают соответствующие значения для композиций ПП-ШН и ПП-ШН-ПЭ, измеренные при одинаковом значении степени заполнения Φ при $\Phi > \Phi^*$.

ЛИТЕРАТУРА

- Дубникова И.Л., Кедрина Н.Ф., Соловьева А.Б., Рожкова Н.Н., Чмутин И.А., Пономаренко А.Т., Баранов А.О., Ляпунова М.А. Механические и электрические свойства композиций полипропилена с углеродсодержащим наполнителем-шунгитом. // Высокомолекулярные соединения. А. 1999. Т. 41. № 2. С. 324-332.
- Заикин А.Е., Миндубаев Р.Ю., Архиреев В.П. Изучение локализации частиц технического углерода на границе фаз в гетерогенных смесях полимеров. // Коллоидный журнал. 1999. Т. 61. № 4. С. 495.
- Лучейкин Г.Ф. Методы исследования электрических свойств полимеров. М.:Химия. 1988. 160 с.
- Чмутин И.А. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Москва: Институт синтетических полимерных материалов РАН. 1992.
- Чмутин И.А., Рывкина Н.Г., Соловьева А.Б., Кедрина Н.Ф., Тимофеева В.А., Рожкова Н.Н., McQueen D.H. Особенности электрических свойств композитов с шунгитовым наполнителем. // Высокомолекулярные соединения, серия А. 2004. Т. 46. № 6. С. 1061.
- Jose S., Aprem A.S., Francis B., Chandy M.C., Werner P., Alstaedt V. and Thomas S. Phase morphology, crystallisation behaviour and mechanical properties of isotactic polypropylene/high density polyethylene blends.//European Polym. J., 2004, V.40, № 9. Sept., P.2105.
- Mamunya J.P. Morphology and Percolation Conductivity of Polymer Blends Containing Carbon Black. // Journal Macromolecules Science. Physics, 1999, V. 38, № 5-6, P. 615.
- Masao Sumita, Kazuya Sakata, Shigeo Asai, Kezo Miyasaka, Hideaki Nakagawa. Dispersion of fillers and the electrical conductivity of polymer blends filled with carbon black. // Polymer Bulletin, 1991, v. 25, pp. 265-271.
- Ponomarenko A.T., Dubois P., Tchmutin I.A., Calberg C., Klason C., Shevchenko V.G., Jerome R. Correlation Between processing Methods and Electrical Properties of Carbon Black – Filled Polymer Composites. Eurofillers 97. Manchester (UK) September 8-11, 1997, P. 235.

Геоэкология и мониторинг окружающей среды

ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕРТИЗЫ В РОССИЙСКОМ ЗАКОНОДАТЕЛЬСТВЕ

Бочаров С.В.

Воронежский государственный университет, Воронеж, gidrogeol@mail.ru

Хорошо известно, что в экологии активно используют методы экспертных оценок. Они позволяют решать многие проблемы управления охраной природы, обеспечивая при этом сочетание отраслевого и территориального принципов. Экологической экспертизе должны подвергаться все проекты хозяйственной и иной деятельности, могущей оказывать вредное воздействие на состояние окружающей среды. Заключение экспертов опираются на материалы по оценке воздействия на окружающую природную среду. Эта оценка проводится заказчиком проекта и включает анализ, обобщение и распространение информации о таком воздействии, а также описание необходимых мер по охране окружающей природной среды. Оценка воздействия на окружающую природную среду проводится с учетом экологического состояния окружающей среды в месте планируемого размещения объекта. Учитываются перспективы социально-экономического развития региона, мощности и видов воздействия рассматриваемого объекта на окружающую природную и антропогенную среду, а также требования действующего природоохранного законодательства.

Экологические экспертизы делятся на государственные и общественные. Задачами государственной экологической экспертизы является определение уровня экологической опасности намечаемой или осуществляемой хозяйственной, научной или иной деятельности, которая может в настоящем или в будущем прямо или косвенно оказать воздействие на состояние окружающей среды и здоровье населения. Кроме того, проводится проверка соответствия проектируемой хозяйственной и иной деятельности требованиям законодательства, а также определяется достаточность и обоснованность предусматриваемых проектом мер по охране природы.

Государственная экологическая экспертиза организуется федеральным специально уполномоченным органом в области экологической экспертизы или его территориальными отделениями. Название этого органа в нашей стране время от времени меняется. Государственная экологическая экспертиза проводится на основе принципов законности, научной обоснованности, комплексности, гласности и с участием позиций общественности. В ней не должны участвовать лица, заинтересованные каким-либо образом в ее исходе. Для анализа правовых вопросов процедуры государственной экологической экспертизы и проверки законности проектных решений полезно участие квалифицированных юристов. Важность государственной экологической экспертизы определяется тем, что реализация проекта, подлежащего экологической экспертизе, без положительного заключения государственной экологической экспертизы запрещается. Такой проект не подлежит финансированию.

Экологическую экспертизу должны проходить все без исключения проекты и программы, а по инициативе органов местного самоуправления – ранее принятые программы. Отбор экспертов надо производить из компетентных специалистов, не связанных с заказчиками и исполнителями проектов. Следует обязательно включать в их состав экономистов, юристов, специалистов по системному анализу и теории принятия решений.

В Законах Российской Федерации "Об охране окружающей среды" (от 10 января 2002г.) "Об экологической экспертизе" (от 23 ноября 1995г.) указаны следующие весьма важные принципы проведения государственной экологической экспертизы, касающиеся общественности. Это принципы гласности, участие в экспертизе общественных организаций (объединений), обязательного учета общественного мнения об объектах экспертизы и др. В частности, граждане и общественные организации (объединения) имеют право:

- в соответствии с законодательством выдвигать предложения о проведения государственной и общественной экологической экспертизы хозяйственной и иной деятельности, реализация которой затрагивает экологические интересы населения, проживающего на данной территории;
- направлять в письменной форме органам охраны окружающей среды и природных ресурсов РФ предложения по экологическим аспектам намечаемой хозяйственной и иной деятельности для получения требуемого эффекта (эти предложения должны быть аргументированными);
- получать от органов, организующих проведение государственной экологической экспертизы конкретных объектов, информацию о результатах ее проведения;
- обжаловать выводы экспертной комиссии в судебном порядке (через гражданский или арбитражный суд);
- требовать назначения государственной экологической экспертизы, выступая с изложением экологической платформы в средствах массовой информации;
- рекомендовать своих представителей для участия в заседаниях экспертной комиссии государственной экологической экспертизы (с совещательным голосом) по вопросам размещения и проектирования объектов.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В МАРГИНАЛЬНОМ ФИЛЬТРЕ Р. СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ И ЕГО РОЛЬ В ПЕРЕНОСЕ ЗАГРЯЗНЕНИЙ

Кравчишина М. Д.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, kravchishina@ocean.ru

Введение

Мощные фильтрационные системы – маргинальные фильтры (МФ) – возникают при смешении речных вод с морскими на границе река–море (Лисицын, 1994, 2004, 2008). Они включают несколько ступеней со своими особыми принципами фильтрации, которые разделены барьерными зонами. Наиболее четко удалось выделить три ступени (Лисицын, 1994, 2008): 1) гравитационное осаждение – удаление частиц в основном крупнее 0.05 мм; 2) коагуляционно-сорбционный этап – удаление коллоидных (менее 0.001 мм) частиц и соосаждение растворенных и коллоидных форм элементов; 3) биологический этап – удаление части оставшихся в воде растворенных форм химических элементов и различных загрязнений, прошедших два этапа фильтра, клетками фитопланктона (биофильтр–1). А затем фильтрация всей воды организмами зоопланктона с упаковкой в пеллеты (биофильтр–2). Таким образом, на границе река–море коренным образом меняются как общее количество осадочного вещества, выносимого рекой в море, так и его состав и свойства. Установлено, что МФ занимают менее 10% поверхности океана и менее 0.5% по объему, но забирают при этом более 90% осадочного вещества, металлов и солей, поступающих с суши (Лисицын, 1994).

Одной из важнейших характеристик, обуславливающих динамику геохимических процессов на границе река–море, является гранулометрический состав взвеси. В рамках программы “Исследование системы Белого моря” проводились систематические работы по изучению дисперсной системы водной взвеси МФ р. Северной Двины в период летней межени современными методами, начиная с 2001 г. (Кравчишина Шевченко, 2005; Кравчишина и др., 2009).

Материал и методы исследования

Материал для исследования был собран в ходе семи лет комплексных экспедиций ИО РАН в Белом море, проводившихся летом 2001–2007 гг. на НИС “Профессор Штокман” (49, 55, 64, 71 и 80-й рейсы) и НИС “Иван Петров” (57-й рейс). Одной из задач этих экспедиций было специальное исследование МФ р. Северной Двины, где по ходу судна ведром были отобраны пробы воды с поверхности в интервале солености от 0 до более 20 епс. Для изучения объемной концентрации микрочастиц, а также площади поверхности и гранулометрического состава взвеси в этих пробах был использован счетчик Коултера модели Zbi. Метод основан на измерении интенсивности сопротивления частицы электрическому полю, генерируемому двумя электродами, при ее прохождении через апертуру – калиброванное отверстие в трубке (Milligan, Kranck, 1991). Это сопротивление прямо пропорционально диаметру частицы. От диаметра можно перейти далее к объему каждой частицы и ее площади, то есть подсчитать объемную концентрацию и площадь поверхности взвеси. Были изучены 44 пробы взвеси.

Результаты и их обсуждение

Объемные концентрации взвеси в рукавах и протоках дельты р. Северной Двины летом достигали наиболее высоких для всей акватории Белого моря значений: 4–6 мм³/л (3–6 мг/л), что примерно в 3–4 раза выше, чем в Двинском заливе и восточной части моря. С удалением от источника питания и увеличением солености вод (от 5 до 26 епс) концентрации заметно падают (до 0,8–0,9 мм³/л). Аналогично уменьшается площадь поверхности взвеси. Между соленостью и площадью поверхности выявлена обратная линейная зависимость ($R^2=0,7$ при $n=12$, рис. 1).

Исследование внешней части МФ р. Северной Двины позволило выявить скачкообразное увеличение объемной концентрации взвеси мористее дельты за пределами солевого барьера (сорбционного этапа маргинального фильтра), при солености воды 23–24 епс.

Разнообразие гранулометрического состава взвеси Белого моря (морской) обусловлено, прежде всего, различным соотношением вкладов частиц фитопланктона и терригенного материала. Коэффициент парной корреляции между фракциями взвеси и соленостью воды увеличивался с ростом дисперсности взвеси. Прямая связь обнаружена для мелкоалевритовой фракции (10,5–20,7 мкм) с коэффициентом корреляции 0,6 и обратная – для крупнопелитовой (5,6–10,5 мкм) –0,8 и средnepелитовой (1,8–5,6 мкм) фракций –0,9 (Кравчишина, 2007). Линейная зависимость с соленостью воды лучше всего проявлена для частиц со средним диаметром 3–4 мкм. С удалением от устья р. Северной Двины в море и, соответственно, с увеличением солености содержание (по объему) мелкоалевритовой фракции увеличивалось (за счет клеток фитопланктона), а пелитовой (преимущественно, это минеральные терригенные частицы), наоборот, уменьшалось.

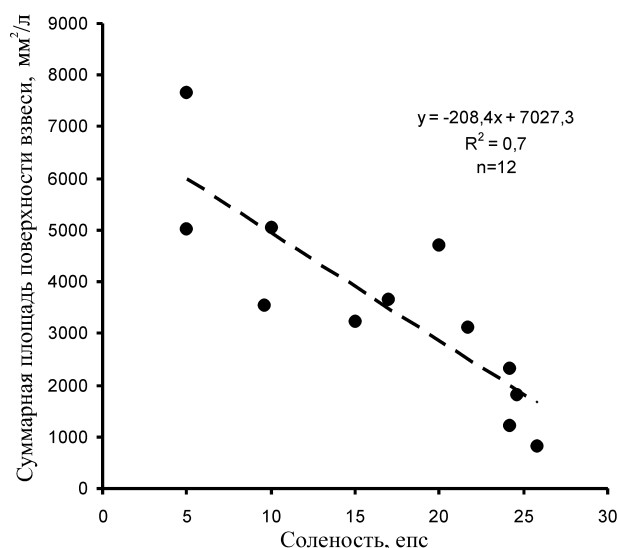


Рис. 1. Зависимость между соленьостью и суммарной площадью поверхности в поверхностных водах МФ р. Северной Двины (июнь и август 2003 г., 12 проб)

Установлено, что терригенная часть взвеси выводится из воды на самых ранних фазах смешения, в основном в пределах соленьости от 0 до 5 епс (Лисицын и др., 1983). На первой (гравитационной) ступени МФ наиболее интенсивно осаждались частицы песчано-алевритовой размерности – это, как правило, угловато-окатанные минеральные зерна и агрегаты пелитовых частиц, которые образуют многочисленные отмели и острова в дельте. В гранулометрическом спектре речной взвеси, как правило, наблюдалась одна мода – в области среднепелитовой фракции (рис. 2а). Здесь взвешенное вещество обладало развитой поверхностью, и, можно предполагать, имело высокую физико-химическую активность. Тонкие взвешенные частицы по мере увеличения соленьости при нейтрализации их отрицательного заряда катионами морской воды теряют агрегативную устойчивость. Тонкодисперсное вещество, обладая большой площадью поверхности раздела фаз, стремится снизить избыток поверхностной энергии в результате адсорбции, коагуляции и флокуляции. Очевидно, в МФ р. Северной Двины процессы адсорбции на твердые частицы растворенных форм металлов наиболее интенсивно происходят между изохалинами 5–10‰, то есть в пределах второй ступени фильтра. Особый интерес к работе этой части МФ связан с тем, что большая группа токсичных химических элементов (тяжелые металлы) выводится из воды именно на этом этапе (Лисицын, 2008).

Высокодисперсное вещество может участвовать в химических реакциях в качестве первостепенного реагирующего вещества или катализатора. Значение этого фактора для биологических процессов также велико, как и для процессов неорганических (Хорн, 1972). Именно здесь обнаружено резкое возрастание численности бактериопланктона (Кравчишина и др., 2008). Кроме того, в пределах сорбционного этапа МФ при соленьости вод около 5 епс идут процессы интенсивного отмирания как пресноводного, так и морского фитопланктона, то есть появляется значительное количество отмершего биогенного детрита и высвобождается легкоусвояемое для бактерий РОВ.

Рост содержания терригенного вещества, установленный нами по содержанию Al , во взвеси МФ происходил экспоненциально с увеличением содержания терригенной пелитовой фракции (2–10 мкм): $y = 0,38e^{0,03x}$, при $R^2 = 0,69$, а $n = 19$ (Кравчишина, 2007).

На биологической ступени МФ при соленьости воды более 15 епс для гранулометрического спектра характерны уже две моды: первая наследуется от гранулометрического состава речной взвеси, а вторая – возникает в районе 10 мкм за счет клеток микроводорослей и их детрита (рис. 2б), то есть имеет биогенную природу. На этой ступени взвешенное вещество МФ все более приближается по гранулометрическому составу к морской взвеси: содержание мелкоалевритовой фракции (10–20 мкм) возрастает в нем примерно в 3 раза (за счет биогенных частиц и флокуляции), а среднепелитовой (2–5 мкм) (в основном терригенной), наоборот, сокращается в 2 раза (при соленьости вод 26 епс).

Таким образом, при соленьости около 15 епс заканчивается вторая ступень МФ, связанная с флокуляцией коллоидов и образованием “эстуарного снега”, и начинается новая – биогенная (третья), где ведущую роль играет фитопланктон. Частицы взвеси укрупняются, а вода при этом заметно просветляется. Фитопланктон переводит растворенные формы элементов, оставшихся после прохождения второй (сорбционной) ступени фильтра, во взвесь. Потребление питательных солей, как и физиологические свойства клеточных мембран, зависит от интенсивности света. При сочетании достаточного количества биогенных элементов, содержащихся в речной воде, и хорошей освещенности (после просветления на первой и второй

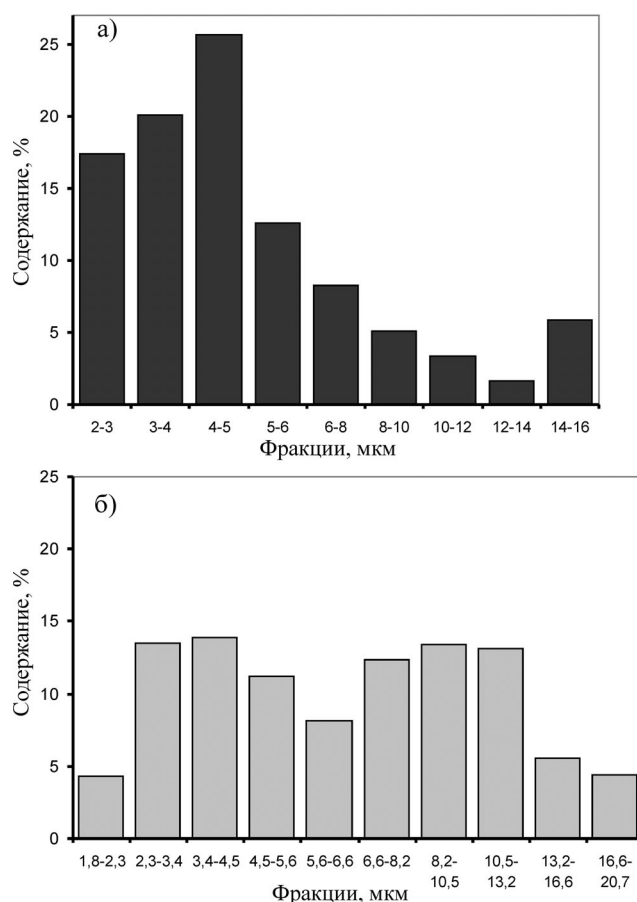


Рис. 2. Гистограммы гранулометрического состава взвеси в МФ р. Северной Двины по данным счетчика Коултера: а) коллоидная ступень (II), $S \approx 10$ епс; б) биологическая ступень (III), $S \approx 20$ епс.

ступенях фильтра) возникают условия для интенсивного развития микроводорослей (морского фитопланктона). При этом доля терригенного вещества уменьшается до 32%, ухудшается и сортировка частиц: от 2,4 до 3,2. Летом оптимальные условия (сочетание хорошей освещенности и биогенных элементов) для развития микроводорослей создавались в соленых водах (около 24 епс) на внешней границе МФ (на расстоянии около 40 км от устья реки). В гранулометрическом спектре возрастала концентрация частиц мелкоалевритовой (“диатомовой”) размерности (10,5–20,7 мкм) (Кравчишина, Лисицын, 2009).

Заключение

Воды р. Северной Двины – это основная часть речного стока в Белое море, вместе с ним идет поставка значительного количества терригенного осадочного материала и загрязнений (тяжелых металлов, радионуклидов, углеводов и др.). В связи с этим, процессы трансформации гранулометрического состава взвеси в области МФ приобретают огромное значение не только для познания закономерностей современного осадконакопления, но и для понимания процессов загрязнения моря.

В период летней межени (август 2001–2005 гг.) количественное распределение взвеси в зоне смешения вод р. Северной Двины с морскими водами практически определялось соленостью, то есть положением изохалины. Площадь поверхности взвеси, а соответственно ее сорбционная способность, уменьшалась с ростом солености воды в Двинском заливе. Закономерно меняется также гранулометрический состав взвеси, что связано не только с осаждением крупных частиц на первой (гравитационной) ступени фильтра, но также и с ростом прозрачности вод на второй (коагуляция и флокуляция). Все это приводит к возникновению условий благоприятных для развития диатомового фитопланктона, то есть к росту вклада более крупных (алевритовых) фракций на биологической ступени.

Оценивая количественный и вещественный состав (в первую очередь ее гранулометрический состав) взвеси, можно заключить, что летом положение МФ р. Северной Двины ограничено изохалинами приблизительно 1 и 24 епс.

В ходе работы МФ происходит общее снижение содержания взвеси приблизительно в 10 раз (с ростом солености от 0 до 25 епс), изменение ее вещественного и гранулометрического состава: вклада терригенного

и биогенного материала, геохимических форм элементов, сорбции и десорбции и др. В конечном счете, речное вещество до фильтра и после фильтра по всем показателям резко различается. Эти процессы имеют не только фундаментальное значение для литолого-геохимических исследований, но также и для взвешенных форм загрязнений, то есть важны для экологии. Крупность частиц предопределяет распределение вещества в динамической системе моря, в том числе и загрязнений. Вследствие работы МФ подавляющее количество загрязняющих веществ, поступающих с речным стоком, осаждается в пределах устья реки и на устьевом взморье.

Автор благодарит за помощь академика А.П. Лисицына, В.П. Шевченко, Н.В. Политову, А.А. Ключиткина, А.Н. Новигатского, А.С. Филиппова, Е.О. Золотых и Е.А. Новичкову и выражает признательность за поддержку В.Б. Коробову и Л.Ю. Васильеву.

Исследования поддержаны Президиумом (проект 4.4 программы № 17) и Отделением наук о Земле РАН (проект "Наночастицы..."), грантом РФФИ № 08-05-00094, грантами Президента РФ №№ МК-1747.2008.5 и НШ-361.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

- Кравчишина М.Д. Вещественный состав водной взвеси Белого моря: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.28. М.: 2007. 304 с.
- Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре р. Северной Двины (бассейн Белого моря) по данным судовых исследований (сообщение I) // Океанология. 2009. В печати.
- Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф. и др. Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 900–917.
- Кравчишина М.Д., Шевченко В.П. Первые определения гранулометрического состава взвеси Белого моря // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 3. С. 387–391.
- Кравчишина М.Д., Шевченко В.П., Филиппов А.С. и др. Вещественный состав водной взвеси устья р. Северной Двины (Белое море) в период весеннего половодья // Океанология. 2009. В печати.
- Лисицын А.П. Маргинальные фильтры и биофильтры Мирового океана // Океанология на старте XXI века / Ред. Верещака А.Л. М.: Наука. 2008. С. 159–224.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
- Лисицын А.П., Демина Л.Л., Гордеев В.В. Геохимический барьер река-море и его роль в осадочном процессе // Биогеохимия океана. М.: Наука. 1983. С. 32–48.
- Хорн Р. Морская химия. М.: Мир. 1972. 398 с.
- Milligan T.G., Kranck K. Electroresistance particle size analysers // Principles, methods and application of particle size analysis / Ed. Syvitski J.P.M. Cambridge Univ. Press. 1991. P. 109–118.

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ПОЧВАХ Г. ПЕТРОЗАВОДСКА

Крутских Н. В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, natkrut@gmail.com

Почвы и грунты являются депонирующей средой для всех поступающих извне компонентов, тем самым становятся одним из важнейших биогеохимических барьеров для большинства токсикантов на пути их миграции из атмосферы в грунтовые и поверхностные воды. Следует отметить, что в пределах городской застройки почвенный покров практически повсеместно трансформирован и сохранен лишь в периферийных частях города, где расположены лесные угодья, сады, сельскохозяйственные территории. Почвенный покров города представляет собой техногенный грунт, в состав которого наряду с почвами входят примеси строительного и бытового мусора материнские горные породы. В центральной части г. Петрозаводск развиты преимущественно подзолистые почвы песчано-супесчаного состава. Правобережная часть р. Лососинки и левобережная часть р. Неглинки сложены торфяными и торфяно-глеевыми почвами на глинах и суглинках (Федорец и др., 2005).

Геохимическое опробование почв и техногенных грунтов г. Петрозаводска проводилось с учетом ландшафтной ситуации и функциональных зон по пяти профилям, протягивающихся в субширотном направлении и расположенных вдоль линий стока. Для определения ориентировочных фоновых значений химических элементов в почвах отобраны пробы восточнее поселка Ужесельга, в 100-150 м от Онежского озера. Выбор данного участка обусловлен тем, что при сходных природных условиях формирования эколого-геологической обстановки здесь отсутствует влияние техногенной нагрузки на компоненты природной среды.

Участок представляет собой залесенную слабонаклонную равнину, сложенную озерно-ледниковыми песчаными и супесчаными отложениями, перекрытыми дерново-подзолистыми почвами.

Для оценки загрязнения почв тяжелыми металлами проведена индикация загрязнения относительно предельно-допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно-допустимых концентраций (ОДК) и фоновых значений элементов.

Из таблицы 1, где отражены основные статистические характеристики коэффициентов концентраций обнаруженных элементов, видно, что в пределах г. Петрозаводск выявлены несколько основных элементов-загрязнителей, различных классов опасности, превышающих фоновые значения. Среди них: Pb, Zn, Be (1 класс опасности), Cu, Co (2 класс опасности), V, Mn, Sn (3 класс опасности).

Табл. 1. Основные статистические характеристики коэффициентов концентраций (Кс) обнаруженных элементов

	минимальное значение	максимальное значение	среднее значение	дисперсия	стандартное отклонение	доверительный интервал
Pb	0,45	30,67	2,69	19,82	4,45	1,29
Zn	1,00	14,71	2,17	5,33	2,31	0,67
Cu	0,68	10,00	2,00	2,46	1,57	0,45
Mn	0,69	6,88	1,69	1,77	1,33	0,38
Co	1,00	4,60	1,32	0,68	0,82	0,24
V	1,00	3,24	1,42	0,23	0,48	0,14
Be	1,00	2,20	1,53	0,06	0,24	0,07
Sn	0,68	2,21	0,88	0,17	0,42	0,12
Ga	1,00	1,50	1,14	0,05	0,23	0,07
Ni	0,45	1,45	0,92	0,08	0,28	0,08
Cr	0,22	1,48	0,77	0,09	0,30	0,09
Ti	0,47	1,44	0,72	0,05	0,23	0,07
Zr	0,68	1,00	0,82	0,03	0,16	0,05
Sr	0,21	1,00	0,87	0,03	0,18	0,05
Ba	0,46	1,00	0,88	0,03	0,17	0,05

Свинец является наиболее распространенным элементом загрязнителем. Основным техногенным источником свинца в окружающей среде являются выхлопы автомобильных двигателей. Также загрязнение свинцом происходит при сжигании угля.

В целом территорию города Петрозаводска можно характеризовать как слабозагрязненную. Около 80% точек характеризуются допустимыми значениями концентрации Pb в почвах. Превышение фоновых концентраций наблюдается в 80% случаев. По значениям $K_{одк}$ выявлено несколько зон отличающихся высоким уровнем загрязнения. Так в промышленной зоне на ул. Новосулажгорская концентрации свинца превышает ОДК в 14 раз. Также очень высокие значения $K_{одк}$ зафиксированы в районах железнодорожного вокзала, станкостроительного завода, по берегу Онежского озера в пределах ул. Ригачина ($K_{одк}>3$). Высокие уровни загрязнения почвенного покрова Pb наблюдаются в центральной части города, что объясняется значительным количеством автомобильного транспорта в пределах данной территории. Наименьшие показатели $K_{одк}$ по Pb отмечены в рекреационных зонах.

Иная ситуация складывается по загрязнению почв цинком. В пределах изучаемой территории значительная часть проб характеризуется высоким и очень высоким уровнем загрязнения по Zn ($ОДК>3$). Территориально они расположены в селитебной зоне в пределах ул. Мурманская, в центральной части города (ул. К. Маркса, пр. Ленина), а также у ж/д полотна на ул. Правды и берега Онежского озера в районе ул. Чернышевского. Низкий уровень загрязнения характерен для проб, отобранных в зонах с низкой транспортной нагрузкой и рекреационных зонах.

Максимальные значения коэффициента концентраций по бериллию составляет 2,2 и наблюдается пробе, расположенной на ул. Новосулажгорская и трех пробах по 4-му геохимическому профилю от ул. Правды до Онежского озера. В целом по городу в почвах наблюдаются содержания бериллия близкие к фоновым значениям.

Пределы нахождения меди в почвах г. Петрозаводска варьируют от 15 до 220 мг/кг. При этом более 40% проб превышают значения ОДК. К наиболее загрязненным относятся пробы взятые у берега Онежского озера в районе ул. Чернышевского ($K_{одк}=6,7$), а также на пересечении ул. Ключевая и ул. Корабелов ($K_{одк}=4,5$).

Концентрации *кобальта* в почвах г. Петрозаводска варьируют от 10 до 46 мг/кг и в нескольких точках превышают фоновые значения в 2-4 раза. Данные точки расположены на ул. Новосулажгорская, ул. Правды, ул. Чернышевского, ул. Ключевая, ул. Фурманова, пл. Ленина.

Содержание *марганца* в более 50 % проб превышает фоновые значения, при этом превышение ПДК наблюдается лишь в двух пробах, расположенных на пересечении ул. Древлянка и ул. Березовая аллея и у ж/д полотна на ул. Правда ($K_{\text{пдк}}=1,5$).

Превышение ПДК по *ванадию* наблюдается в одной пробе, расположенной в пределах промзоны на ул. Новосулажгорская ($K_{\text{пдк}}=1,5$). Однако в более 60% проб содержание V выше фоновых значений, что говорит о загрязнении почвенного покрова города данным элементом.

Максимальное значение превышения фоновых значений по *олову* составляет 2,2 и наблюдается в пробе взятой с ул. Новосулажгорская и двух пробах взятых в центре города (ул. Андропова и ул. Горького).

Таким образом, содержание тяжелых металлов в почвах г. Петрозаводска в целом находятся в пределах фоновых значений, повышенные уровни коэффициентов концентрации приурочены к крупным техногенным источникам.

ЛИТЕРАТУРА

Федорец Н.Г., Медведева М.В. Эколого-микробиологическая оценка состояния почв города Петрозаводска. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 96 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДЫ КАК ФАКТОРЫ РИСКА НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОЙ ОСЕТИИ

Маковозова З. Э.

Северо-Кавказский ГМИ (ГТУ), Владикавказ, giacinty@inbox.ru

С учетом современного уровня знаний и представлений обо всех геологических процессах и невозможностью предвидения прогресса в технике и технологиях геоэкологическое прогнозирование превращается в задачу как со многими неизвестными, так и с различными способами её решения. Многие проблемы состояния окружающей среды традиционно связывают с деятельностью человека. Однако изучение исторического и экологического прошлого планеты свидетельствует о том, что изменение экологического состояния Земли во многом определяется и природными процессами. Ухудшение экологической обстановки часто связано с повышенными концентрациями металлов в почве и воде. Накопление металлов может быть следствием геохимических процессов, которые в природе приводят к формированию рудных месторождений.

Особенно сильное влияние на состояние окружающей среды оказывают преобразования рудных месторождений, связанные с их изменениями в приповерхностной области. Развитие гидрогеохимических и биогеохимических ореолов рассеяния рудных компонентов значительно расширяет области влияния месторождений на окружающую среду, а высокая миграционная способность многих токсичных элементов сказывается на ухудшении общей экологической обстановки (Пухова, 2005).

Формирование рудных месторождений, их отработка и переработка минерального сырья могут сопровождаться существенным ухудшением состояния окружающей среды. Если раньше при оценке промышленного значения месторождений прежде всего учитывали количество руды и ее качество, то сейчас, кроме того, предусматривают экологические последствия разработки месторождения и планируют затраты на охрану окружающей среды. Эти затраты могут быть столь большими, что эксплуатация месторождений, даже достаточно крупных и богатых, оказывается нерентабельной.

Токсичность химических элементов (и их соединений) зависит не только от концентрации, но и от формы, а часто и от вида их нахождения в биосфере. Так, в почвах большинство химических элементов находится в минеральной форме. При этом, чем труднее минерал растворим, тем менее доступны для организмов составляющие его химические элементы, а, следовательно, меньше их токсичное воздействие даже при высоких концентрациях (Попова, 2004; Пухова, 2004).

В ходе распространения химических элементов (и их соединений), поступающих от техногенных источников (процессов и объектов) в окружающей среде образуются ореолы и потоки рассеяния, сходные с природными геохимическими аномалиями. Так, пылевые выбросы формируют контрастные площадные аномалии в почвах. Дефляция и размыв отвалов и хвостохранилищ создают значительные по размерам потоки рассеяния и сравнительно локальные ореолы рассеяния в почвах; стоки водоотлива из карьеров и подземных горных выработок образуют интенсивные и протяженные водные потоки рассеяния. Во всех

случаях зоны и участки загрязнения, возникшие в связи с пылевыми выбросами, стоками и твердыми отходами, образующимися при добыче, обогащении и переделе полезных ископаемых, представляют собой техногенные геохимические аномалии, картирование и изучение которых может быть проведено на основе методов прикладной геохимии (Волобуев, Смоленская, 2006).

В одном конкретно взятом примере можно рассмотреть и доказать степень влияния геологических особенностей окружающей среды любого объекта как основных (даже доминирующих) факторов риска, причем как природного, так и техногенного. Для анализа автором были отобраны данные о нескольких крупных полиметаллических месторождениях Горной Осетии, имеющих различные геологические условия, формационную принадлежность и соответственно категорию природной и техногенной опасности. Как показали результаты проведенных исследований, наиболее неблагоприятными с точки зрения потенциального источника риска являются колчеданно-полиметаллические месторождения (буронского типа) и полиметаллические с вольфрамовым оруденением (джимидонского типа), имеющие высокую категорию природной опасности. Для выведения категории опасности выбирались опасные геологические (природные) процессы, развитые или развивающиеся на территории месторождений и в прилегающей к ним области. (СНиП 22-01-95).

Для анализа техногенной опасности полиметаллических месторождений нами были учтены их вещественный и минеральный составы, структурно-текстурные особенности руд, а также модули их редкометальности. С учетом этих данных наиболее техногенно опасными являются свинцово-цинковые месторождения с высоким содержанием сульфидов железа (пирита и особенно пирротина) или шеелита.

Таким образом, предметом исследования являлись изменение поведения химических веществ и их соединений, а объектом – рудные месторождения. В большей части случаев, даже в условиях интенсивного воздействия техногенного фактора, природная составляющая геосистем преобладает над техногенной (Исаченко, 1982). Поэтому при расчете факторов риска различных природных объектов, прежде всего, следует учитывать естественные изменения и особенности геологической среды, связанные с развитием геосистем.

ЛИТЕРАТУРА

- Волобуев С.М., Смоленская Л.М. Техногенное загрязнение Губкинского-старооскольского района // Международный Интернет-форум молодых ученых, аспирантов и студентов Инженерные и технологические исследования для устойчивого развития. М.: МГУИ. 2005-2006.
- Исаченко А. Г. Система основных понятий современного ландшафтоведения. В кн.: География и современность. Л.: ЛГУ. 1982.
- Попова Ю.С. Предельно допустимые концентрации элементов с точки зрения экологической геохимии // Сборник трудов магистрантов. № 3. Донецк. ДНТУ. 2004.
- Пухова З.Э. Влияние свинцово-цинковых месторождений и их отработки на окружающую среду // Труды молодых ученых. № 2. Владикавказ.: ВНИЦ РАН. 2005.
- Пухова З.Э., Хетагуров Г.В. Особенности вещественного состава свинцово-цинковых руд и их влияние на экологическое равновесие на примере месторождений Буронского рудного поля // Горный информационно-аналитический бюллетень. №1. М.: МГГУ. 2004.
- Система нормативных документов в строительстве. Строительные нормы и правила РФ. Геофизика опасных природных воздействий. СНиП 22-01-95. Мистрой РФ. М.1996
- Умаралиев Р.А., Хетагурова В.Ш. Оценка риска природных катастроф (на примере Ферганской долины) // Глобальный доклад ООН Снижение риска катастроф — задача развития. Программа развития Организации Объединенных Наций, Бюро по предотвращению кризисов и восстановлению.2004. www.undp.org/bcpr/disred/rdr.htm

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЗАГРЯЗНЕНИЙ ТЕРРИТОРИЙ В ЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНУЮ СИСТЕМУ МЕТОДОМ ФИТОРЕМЕДИАЦИИ

Минюк З.П.

*ГНУ «Объединенный институт энергетических и ядерных исследований – Сосны» НАН Беларуси,
Минск, miniuk-zinaida@tut.by*

В мире постоянно растет количество территорий, загрязненных радионуклидами, за счет аварий на объектах с ядерной технологией. Катастрофа на четвертом блоке Чернобыльской АЭС – крупнейшая ядерная катастрофа в мировой практике. По масштабам последствий она превзошла наиболее серьезные из предыдущих аварий: Виндскайл (Великобритания, 1957 г.), Три Майл Айленд (США, 1979 г.), Промышленный комплекс «Маяк» (СССР, 1957 г.) и другие. В той или иной мере последствия аварии затронули многие страны. В наибольшей степени пострадали Беларусь, Украина, Россия. За счет Чернобыльской катастрофы общая площадь загрязненных территорий трех республик составила более 160 тыс. км². Радиационный фактор стал постоянным компонентом биосферы. Это определяет необходимость проведения полномасштабной дезактивации почвы как основного источника радиационной опасности.

Причем, значительные площади загрязненных радионуклидами территорий находятся и в других странах (Казахстан, США и др.).

Актуальность и необходимость проведения дезактивационных работ на больших территориях, загрязненных радионуклидами, обусловлена многими факторами. Территории, загрязненные радионуклидами, по своей сущности являются источниками ионизирующих излучений без каких либо средств физической защиты, локализации и контроля. Загрязненные территории являются источниками интенсивной миграции радионуклидов. Особую опасность представляют чрезвычайные ситуации на этих территориях (пылевые бури, наводнения, пожары и другие). Радиационная обстановка в ряде регионов, пострадавших от аварии на ЧАЭС, до сих пор остается сложной. Существуют районы, где среднегодовые эффективные дозы дополнительного облучения за счет чернобыльских выпадений превышают 1 мЗв (Нестеренко, 2001).

Все существующие методы реабилитации были проанализированы относительно их применения к очистке больших загрязненных территорий исходя из того, что технология дезактивации больших территорий должна отвечать основному требованию: после дезактивации почва должна быть пригодна для всех видов хозяйственных работ и нормальной жизнедеятельности (Минюк, 2008). Проанализированы следующие возможные методы реабилитации почв:

- механический метод дезактивации, который включает снятие загрязненного слоя почвы, глубокую вспашку, переворот пласта;
- физический (безреагентный) метод, включающий приемы очистки с удалением из почв загрязненной фракции;
- физико-химический (с применением реагентов) метод содержит способы очистки с выделением загрязненной фракции почвы и ее дальнейшей обработкой химическими реагентами;
- электрокинетический метод очистки с помощью выделения токсичных частиц почвы под воздействием электрического поля;
- биологический метод очистки почвы с использованием микроорганизмов, способных преобразовать токсичные соединения в нетоксичные, или поглощать токсичные радионуклиды.

Проведенный анализ этих методов дезактивации показал, что они непригодны для очистки больших территорий, загрязненных радионуклидами.

В последнее время усилия ученых разных стран сосредоточены на разработке методов возрождения земель и преобразования их в экологически-безопасные системы с помощью растений-гипераккумуляторов. Данный метод получил название фиторемедиация. Растение, аккумулируя радионуклиды из почвы, тем самым очищает ее. Накопление радионуклидов растениями зависит от многих факторов: физико-химические свойства радионуклидов (формы нахождения радионуклидов в почве: растворимая, обменная, необменная, прочно фиксированная), свойства почвы (гранулометрический, минеральный и органический состав, кислотность, емкость катионного обмена, влажность и др.), биологические особенности растений (видовые и сортовые различия и др.) и природно-климатические условия (количество осадков, рельеф местности и др.). Основным фактором, влияющим на экстрагирующую способность растений, является биологическая доступность радионуклидов. Для каждого типа почвы существуют определенные растения-гипераккумуляторы, которые характеризуются максимальным накоплением радионуклидов. Все эти факторы необходимо учитывать при проведении фиторемедиации.

К растениям-гипераккумуляторам радионуклидов относятся многолетние растения с широкоразвитой корневой системой и высоким урожаем, обладающие хорошей экстрагирующей способностью и высокими коэффициентами накопления - K_n . Деконтаминационную способность растений-гипераккумуляторов можно также охарактеризовать такими показателями как вынос радионуклидов биомассой, время очистки до допустимого уровня и др. В радиоэкологических исследованиях чаще всего используют коэффициент накопления. В таблице 1 представлены коэффициенты накопления различных видов растений, которые можно отнести к гипераккумуляторам стронция-90 (данные взяты из ранее разработанного автором банка данных миграционных характеристик радионуклидов в системе почва-растение) (Минюк, 2007, Минюк, 2008).

$$* K_n = \frac{A_B}{A_{\Pi}},$$

где A_B – концентрация радионуклида в единице массы растений, Бк/кг;

A_{Π} – концентрация радионуклида в единице массы почвы, Бк/кг.

Табл. 1. Коэффициенты накопления растений-гипераккумуляторов стронция-90

Растение	Часть растения	K_n^*
Подсолнечник	проростки	8000
Горец сахалинский	вегетативная масса	23,6
Люпин	зерно/солома	17,53/8,46
Клевер	сено	10,03
Кукуруза	вегетативная масса	7,94
Эспарцет	сено	5,02
Люцерна	сено	4,66

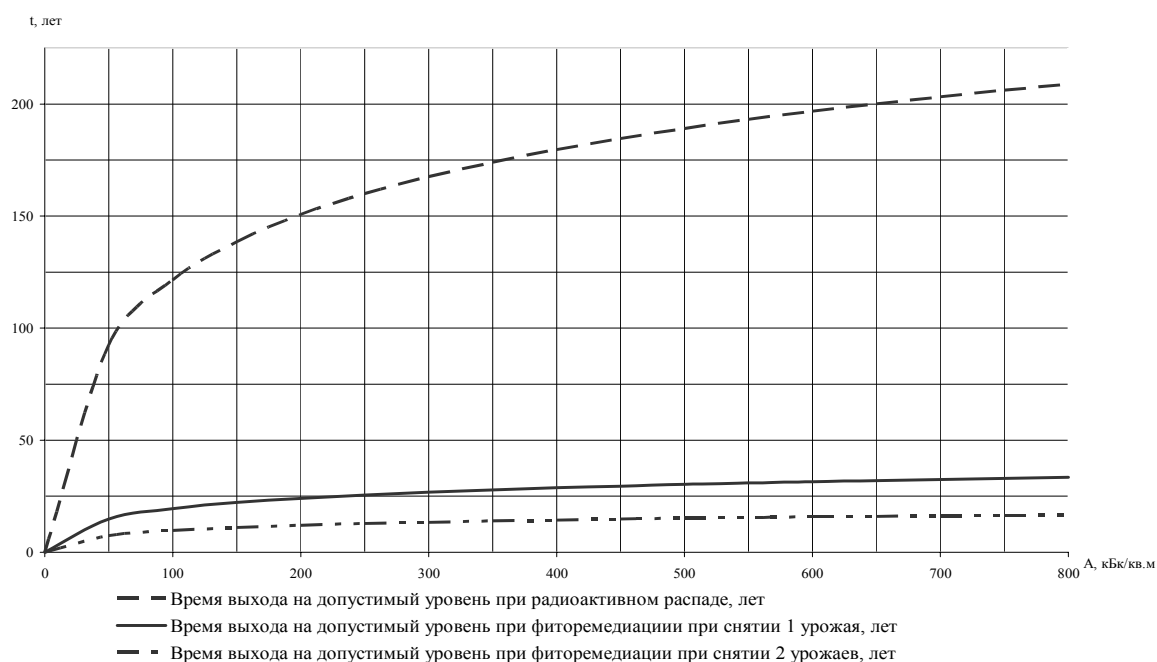


Рис. 1. Время преобразования территории, загрязненной стронцием-90, в экологически безопасную систему с использованием *Polygonum Sachalinense* F. Schmidt (вегетативная масса, $K_n=23,6$, урожай 1 кг/м^2)

Время очистки загрязненной территории до допустимого уровня при преобразовании ее в экологически безопасную систему пригодную для любого вида деятельности в зависимости от исходной плотности загрязнения при проведении фиторемедиации с помощью растения-гипераккумулятора *Polygonum Sachalinense* F. Schmidt стронция-90 при различных условиях представлено на рисунке.

Табл. 2. Растения-гипераккумуляторы токсических веществ

Токсические вещества	Растения-гипераккумуляторы
Радионуклиды	Горец сахалинский, подсолнечник, амарант, люпин, терескен серый, горчица, шпинат карликовый, рапс, клевер и др.
Тяжелые металлы	Люцерна посевная, ива узколистная, эспарцет, ежа сборная, клевер, амарант, горчица, костер, ярутка горная, подсолнечник, рапс, сорго и др.
Нефтепродукты	Костер, овсяница красная, мятлик луговой, райграс пастбищный, вика, осока обыкновенная, тростник южный и др.

Таким образом, при определенных условиях время очистки загрязненной территории методом фиторемедиации составляет от 4 до 10 лет в зависимости от уровня загрязнения и технологии фиторемедиации.

Данный метод очистки можно использовать и для очистки территорий от тяжелых металлов, нефтепродуктов и других токсических веществ. В таблице 2 представлены растения-гипераккумуляторы токсических веществ.

Для широкого практического применения фиторемедиации для очистки больших территорий, загрязненных радионуклидами, необходимо решить задачи по интенсификации экстракции радионуклидов растениями из почвы и оптимизации утилизации радиоактивной биомассы, образующейся в процессе очистки. Данные вопросы являются предметом дальнейшего исследования.

Таким образом, на основании проведенных исследований, можно сделать выводы:

1. Загрязненные радионуклидами территории были, есть и длительное время будут реальными источниками радиационной опасности.
2. Единственным реальным способом обеспечения радиационной безопасности жителей Беларуси, Украины и России является полная экстракция радионуклидов из почвы.
3. Полная дезактивация и преобразование загрязненных территорий в экологически безопасные системы может быть осуществлена методом фиторемедиации.
4. Время очистки загрязненной территории методом фиторемедиации составляет от 4 до 10 лет в зависимости от уровня загрязнения и технологии фиторемедиации.

ЛИТЕРАТУРА

- Меры радиационной защиты населения Беларуси после Чернобыльской катастрофы (доклад В.Б.Нестеренко на Международной конференции Медицинские последствия Чернобыльской катастрофы: итоги 15-летних исследований. 4-8 июня 2001 года. Киев. Украина) [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.belradinstitute.boom.ru>
- Минюк З. П. Создание банка данных по переходу радионуклидов из почвы в растение / З.П. Минюк, Г.А. Шароваров // Экологический вестник. 2007. № 3. С. 72-78.
- Минюк З. П. Современные методы очистки загрязненных территорий / З.П. Минюк, Г.А. Шароваров // Веснік МГУ. Могилев. 2008. №2-3. С. 173-178.
- Минюк З. П. Создание информационно-компьютерного банка характеристик растений-гипераккумуляторов для очистки почвы от радионуклидов, актиноидов, тяжелых металлов, нефти, нефтепродуктов и других вредных веществ / З.П. Минюк, Г.А. Шароваров // Материалы Международной конференции Сахаровские чтения 2008: экологические проблемы XXI века. Минск. 2008. С. 238.

ГЕОХИМИЯ КУСТИСТЫХ ЭПИФИТНЫХ ЛИШАЙНИКОВ

Чмеренко А.В.^{1,2}, Шевченко В.П.^{3,1,2}, Савичев А.С.^{4,1,2}, Политова Н.В.³

¹Лицей № 1553 "Лицей на Донской", Москва, channa93@mail.ru

²Дом научно-технического творчества молодежи МГДД(Ю)Т, Москва

³Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, vshevch@ocean.ru

⁴Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, Москва, savvichev@mail.ru

Введение

Лишайники – очень устойчивая симбиотическая ассоциация грибов и зеленых водорослей или цианобактерий (Голлербах, 1977; Водоросли ..., 1978). Они распространены по всему миру, встречаются в широком диапазоне экосистем и могут быть доминантами растительного покрова в условиях горных или полярных районов. Вся поверхность тела лишайника подвергается воздействию химических загрязнителей, находящихся в воздухе, поэтому лишайники являются долгоживущими накопителями поллютантов, таких как тяжелые металлы, радионуклиды, фтор и хлорированные углеводороды (Баргальи, 2005).

Распространенность и обилие видов лишайников уже много лет используется для индикации загрязнения атмосферы (Бязров, 2002; Баргальи, 2005). Некоторые эпилитные и эпигейные виды могут использоваться для биомониторинга даже в очень отдаленных районах и экстремальных условиях, таких как холодные или жаркие пустыни. Тема загрязнения окружающей среды весьма актуальна и вызывает активный интерес мировой общественности. Одним из методов оценки степени загрязнения воздуха является изучение элементного состава мхов и лишайников (Бязров, 2002; Шевченко и др., 2004; Баргальи, 2005; Шевченко, 2006). Особенно важно исследовать экологическое состояние заповедников и национальных парков (Природная среда ..., 2007; Шевченко и др., 2007), но работ с использованием именно эпифитных кустистых лишайников здесь не было. Для оценки степени загрязнения атмосферы в разных странах широко используются листоватые эпифитные лишайники, в первую очередь *Hypogymnia physodes*, но работ по изучению элементного состава кустистых эпифитных лишайников выполнено немного (Баргальи, 2005), хотя кустистые эпифитные лишайники обычно более чувствительны к загрязнению атмосферы. Целью данной

работы является оценка степени загрязненности ряда районов России по результатам изучения элементного состава кустистых эпифитных лишайников.

Материалы и методы

В апреле–октябре 2007 г. 10 проб кустистого лишайника *Alectoria sarmentosa subsp. sarmentosa* были отобраны в Костомукшском городском округе, Республика Карелия (рис. 1). Пробы отбирались со стволов и ветвей елей в окрестностях Костомукшского горно-обогатительного комбината, в Костомукшском государственном заповеднике и в ряде точек между ними (Чмеренко и др., 2008). На Большом Соловецком острове (Белое море) 3 пробы лишайников *Bryoria spp.* были отобраны с хвойных деревьев в апреле–июне 2008 г. Пробы кустистого лишайника *Usnea longissima* были отобраны участниками экспедиций в Южно-Уральском заповеднике (3 пробы), на ЮВ Алтае (5 проб), в Кенозерском национальном парке (1 проба) в 2007–08 гг. На Кольском полуострове 1 проба лишайника *Bryoria simplicior* была отобрана в апреле 2008 г. В Москве пробы были высушены в сушильном шкафу при температуре 40–50°C, очищены от примесей с помощью пинцета и растерты в растирочной машинке FRITSCH pulversette (Германия). Для хранения и во время обработки использовались химически чистые пакеты, работа с пробами проводилась в химически чистых перчатках. Элементный состав наших проб изучался методом инструментального нейтронно-активационного анализа в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (Москва) по методике, изложенной в работе (Колесов, 1994).

Результаты и их обсуждение

Средние значения содержания элементов для Костомукшского заповедника и Южно-Уральского заповедника, Юго-Восточного Алтая, Кольского полуострова, Соловецкого архипелага, а также в пробе из Кенозерского национального парка близки между собой.

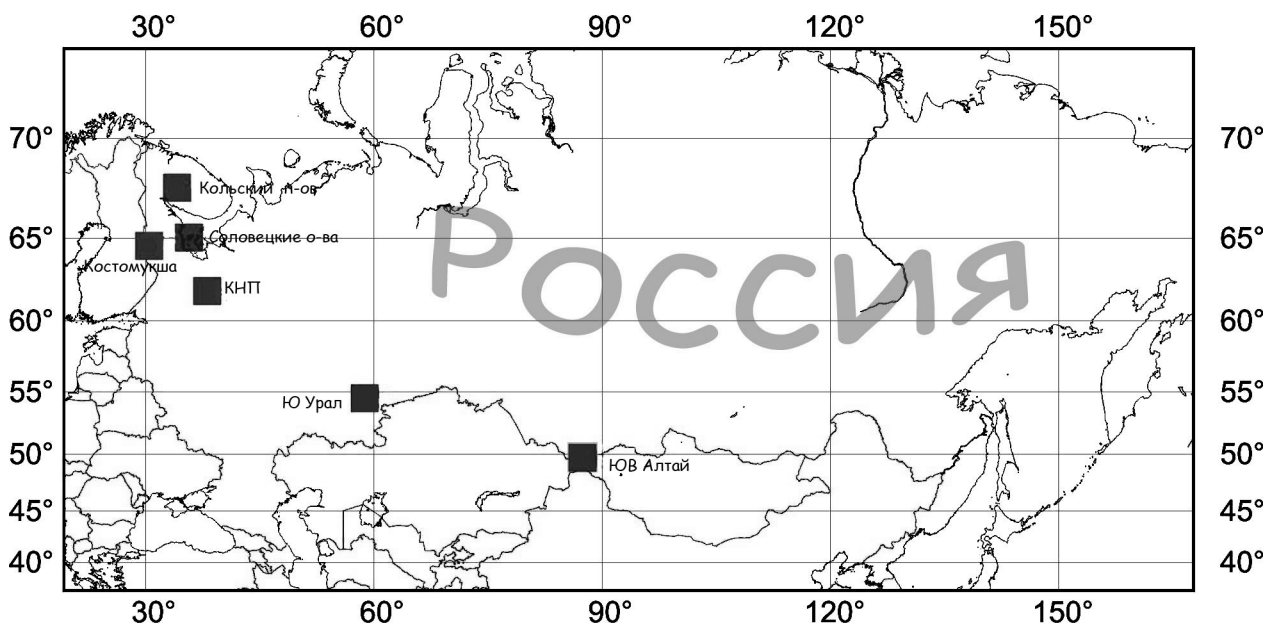


Рис. 1. Схема расположения районов исследований.

Среди проб, отобранных в районе г. Костомукши, резко выделяется по содержанию как типично литогенных (скандий, железо), так и антропогенных элементов проба, отобранная в 200 м от автомобильной трассы Костомукша-Финляндия. Скорее всего, обогащение лишайников большинством химических элементов связано с поступлением пыли с этой трассы.

Четко выраженной корреляционной зависимости между содержанием в лишайниках железа и других элементов и расстоянием от Костомукшского горно-обогатительного комбината выявлено не было. Это свидетельствует о том, что горно-обогатительный комбинат оказывает слабое влияние на поставку следовых элементов в эпифитные лишайники окрестностей г. Костомукша и Костомукшского заповедника.

Содержание большинства следовых элементов в лишайниках Южно-Уральского заповедника значительно выше, чем в лишайниках заповедной зоны штата Аризона (США) (Clair et al., 2002).

Среди отобранных в Южно-Уральском заповеднике проб отмечена более высокая концентрация селена в пробе с точки, близкой к г. Карабаш. В Карабаше находится медеплавильный комбинат (Большой ..., 2000),

который, скорее всего, и является основным источником селена, поступающего в атмосферу при обжиге сульфидных руд.

В пробе из Кенозерского Национального парка, Центрального Алтая, Большого Соловецкого острова, Кольского полуострова, а также района г. Костомукша и Южного Урала были обнаружены повышенные концентрации Ca, Se, Fe, Cr, Co, Ni и As по сравнению с средним содержанием в лишайниках, что можно объяснить только действием дальнего атмосферного переноса.

Для оценки роли различных источников в формировании состава проб были рассчитаны коэффициенты обогащения элементами относительно среднего состава земной коры (Taylor, 1964) по формуле:

$(\text{Эл.}/\text{Sc})_{\text{проба}} / (\text{Эл.}/\text{Sc})_{\text{земная кора}}$,

где Эл. и Sc – концентрации интересующего нас элемента и скандия в пробе и в земной коре, соответственно (Шевченко, 2006). Результаты расчетов можно увидеть на рис. 2.

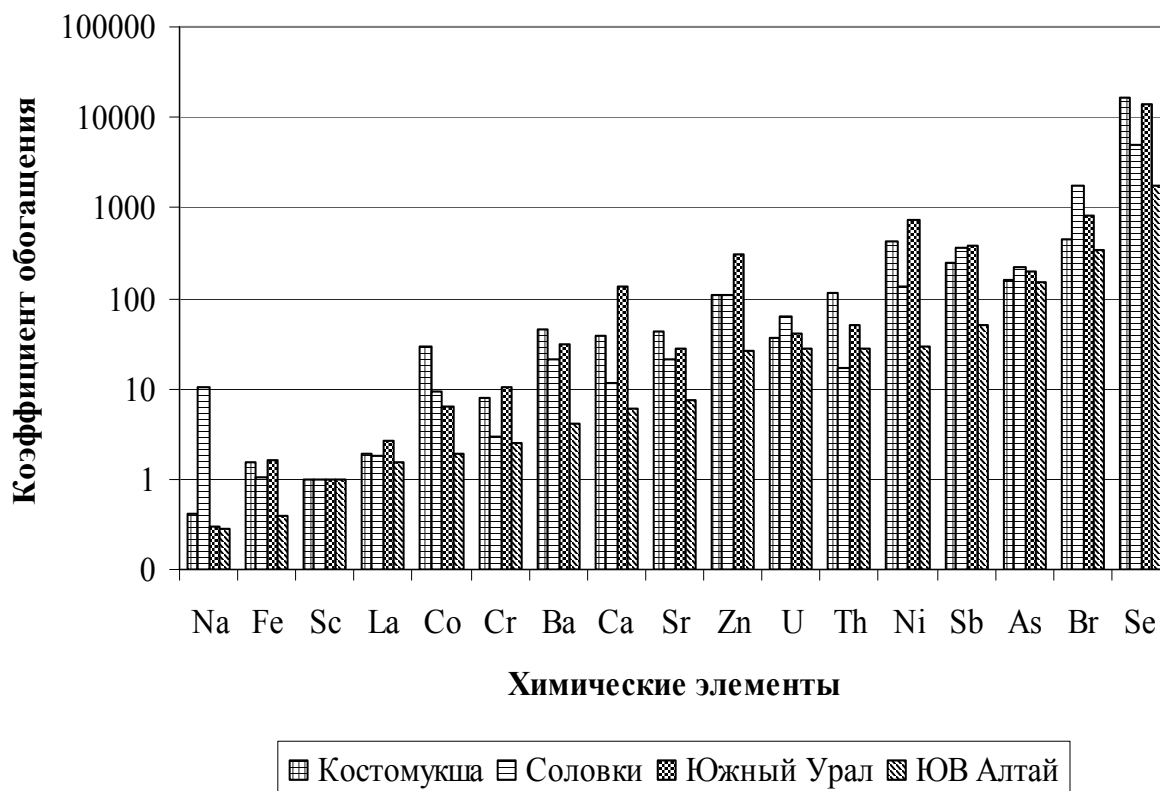


Рис. 2. Коэффициенты обогащения относительно среднего состава земной коры

Для таких химических элементов, как натрий, скандий, железо, лантан, хром и кобальт, коэффициент обогащения меньше или близок к десяти, что свидетельствует о преобладании их литогенного источника (Шевченко, 2006). Пробы лишайников с Соловков имеют более высокие коэффициенты обогащения по сравнению с пробами из других изученных районов, что свидетельствует о дополнительной поставке этих элементов из морского источника (Шевченко и др., 2004). Для большинства химических элементов коэффициент обогащения больше десяти, поэтому можно предположить, что основным их источником является антропогенный (атмосферные выбросы металлургических предприятий, ТЭЦ, транспорта). Наиболее высокие значения коэффициента обогащения лишайников отмечены для Se, особенно вблизи крупных металлургических комбинатов Костомукши и Южного Урала. Важными антропогенными источниками селена в атмосфере являются сжигание угля, нефтепродуктов и древесины, горнодобывающая и металлургическая промышленность, особенно, выплавка меди (Mosher, Duce, 1987).

Аналогичная закономерность описана в ряде работ (Bergamaschi et al., 2005; Шевченко, 2006). Эти химические элементы поступают в эпифитные лишайники из атмосферы путем воздушного переноса от антропогенных источников, расположенных как вблизи, так и на большом расстоянии.

Выводы

- Содержание большинства изученных следовых элементов в кустистых эпифитных лишайниках Кольского полуострова, Костомукшского городского округа, Соловецких островов, Кенозерного национального парка, Южно-Уральского заповедника, Юго-Восточного Алтая близко по порядку значений.

• Эти лишайники значительно обогащены рядом следовых элементов (особенно селеном, бромом, никелем, сурьмой, мышьяком и цинком) в результате локального и дальнего атмосферного переноса антропогенных загрязнений.

Благодарности. Авторы выражают благодарность участникам экспедиций Дома научно-технического творчества молодежи МГДД(Ю)Т, Н.С. Замбер, К.Г. Конову, А.Н. Новигатскому, М.Д. Кравчишиной, А.Ф. Сажину за помощь в сборе проб лишайников, М.П. Журбенко и О.А. Катаевой за определение видов лишайников, Д.Ю. Сапожникову за выполнение инструментального нейтронно-активационного анализа и А.С. Филиппову за помощь в подготовке проб к анализу. Мы признательны академику А.П. Лисицыну, А.В. Леонтовичу, С.В. Тархову, А.Н. Соболеву, Д.А. Субетто за поддержку.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00691-а), Отделения наук о Земле РАН (проект “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли”), российско-немецкой лаборатории им. О.Ю. Шмидта.

ЛИТЕРАТУРА

- Баргальи Р. Биогеохимия наземных растений: Экофизиологический подход к биомониторингу и биовосстановлению. М.: ГЕОС. 2005. 456 с.
- Большой энциклопедический словарь. Гл. ред. Прохоров А.М. М.: Большая Российская энциклопедия, 2000. 1434 с.
- Бязров Л.Г. Лишайники в экологическом мониторинге. М.: Научный мир, 2002. 336 с.
- Водоросли, лишайники и мохообразные СССР. Отв. ред. М.В. Горленко. М.: Мысль. 1978. 365 с.
- Голлербах М.М. (гл. ред.) Жизнь растений. Т. 3. Водоросли и лишайники. М.: Просвещение. 1977. 487 с.
- Колесов Г.М. Определение микроэлементов. Нейтронно-активационный анализ в геохимии и космохимии // Журн. аналит. химии. 1994. Т. 49. № 1. С. 160–171.
- Природная среда Соловецкого архипелага в условиях меняющегося климата. Под ред. Ю.Г. Шварцмана И.Н. Болотова. Екатеринбург.: УрО РАН. 2007. 184 с.
- Чмеренко А.В., Шевченко В.П., Саввичев А.С., Замбер Н.С., Конов К.Г. Микроэлементный состав эпифитных кустистых лишайников как индикатор степени загрязнения атмосферы // Геология и геоэкология: исследования молодых. Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР профессора К.О. Кратца (г. Апатиты, 24–28 ноября 2008 г.). Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008. С. 149–152.
- Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконасаждение в Арктике. М.: Наука. 2006. 226 с.
- Шевченко В.П., Политова Н.В., Айбулатов Н.А. Элементный состав мхов и лишайников о-ва Вайгач как индикатор выпадения вещества из атмосферы // Арктика и Антарктика. Вып. 3 (37). М.: Наука. 2004. С. 228–238.
- Шевченко В.П., Саввичев А.С., Леонтович А.В. Атмосфера Русского Севера // Заповедные острова. 2007. №4 (113). С. 9.
- Bergamaschi L., Rizzio E., Giaveri G., Giordani L., Profumo A., Gallorini M. INAA for determination of trace elements and evaluation of their enrichment factors in lichens of high altitude areas // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2005. № 3. P. 721–724.
- Clair S.St.B., Clair L.St.L., Weber D.J., Mangelson N.F., Egnett D.L. Element Accumulation Patterns in Foliose Lichens from Rock and Bark Substrates in Arizona // The Bryologist. 2002. V. 105. № 3. P. 415–421.
- Mosher B.W., Duce R. A global atmospheric selenium budget // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № 11. P. 13289 – 13298.
- Taylor S.R. The abundance of chemical elements in the continental crust – a new table // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1964. Vol. 28. P. 1273–1285.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

<i>Бурдюх Е. В.</i> Гранулометрия тектонитов района с. Гридино	9
<i>Гребнев Р.А.</i> Платинометалльные объекты мончегорского рудного узла	12
<i>Дейнес Ю. Е.</i> Концептуальные модели формирования залежей органокремнистых пород	15
<i>Климовская Е. Е.</i> Особенности формирования талькового камня по коматиитам архейских зеленокаменных поясов (на примере проявлений Костомукшской зеленокаменной структуры)	18
<i>Котова Е. Л.</i> Онтогенический анализ жильного кварца некоторых месторождений Южного Урала	20
<i>Куринная У. Н.</i> Прогнозирование и геохимические критерии поисков золото-серебряного оруденения на западных флангах Балхачского рудного узла (Центральная Камчатка)	22
<i>Лазарева О. В., Колька В. В.</i> Динамика палеорастительности Карельского берега в связи с перемещением береговой линии Белого моря в голоцене	25
<i>Матреничев А. В., Матреничев В. А.</i> Новые данные о геологическом строении северного борта Ципрингской структуры. Северная Карелия.	27
<i>Мингалёв А. Н.</i> Феномен гранулометрического состава красноцветных глинистых отложений Среднего Тиммана	30
<i>Митрохин А. В., Митрохина Т. В.</i> Титаноносные габброидные интрузии анортозит-рапакивигранитной формации Украинского щита	33
<i>Мокрушин А. В., Савченко Е.Э., Цымляков Н.В.</i> Титаномagnetитовое месторождение Цагинского массива	35
<i>Омельченко А. Н., Митрохин А. В.</i> Пояса протерозойских базитовых даек Волынского мегаблока Украинского щита	39
<i>Рожкова В. С.</i> Биологическое выветривание шунгитовых пород	42
<i>Силакова Л. В.</i> Вероятный механизм формирования надкупольных шунгитоносных брекчий	44
<i>Сумарева И. В.</i> Свирско-Оятское палеосейсмическое событие около 2800 C ¹⁴ - лет назад	47

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ

<i>Алфимова Н. А.</i> Распределение РЗЭ в цирконах из протерозойской коры выветривания гранитоидов (оз.Куолаярви, С.Карелия)	53
<i>Бадашкова Е. Е.</i> Петрогеохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования метаморфических пород Иркутного террейна Сибирского кратона	55
<i>Боровков Н. В.</i> Петрография, минералогия и условия образования ксенолитов пироксенитовой серии из четвертичных базальтов архипелага Шпицберген	58
<i>Бородулин Г. П.</i> Поведение тантала и ниобия в модельном гранитном расплаве	61
<i>Гаськов Д. И.</i> Особенности состава неоднородного ксенолита гроспидита из кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия	64
<i>Голубкова А. Б.</i> Мегакристы Mg-ильменита из кимберлитов Кепинского поля Архангельской алмазонасной провинции: результаты взаимодействия с кимберлитовым расплавом	66
<i>Грошев Н. Ю.</i> Расслоенность как результат флюидизации расплава на примере строения верхних частей разреза интрузива Федоровой тундры (Кольский полуостров)	70
<i>Гусева Н. С.</i> Распределение золота, палладия, платины в породах Панозерского санукитоидного комплекса Центральной Карелии. Первые данные	74
<i>Дмитриева А. В.</i> Геологическое строение, петрографическая и петрохимическая характеристика массива Аминдомаоя (Центральная Карелия)	77

Егорова С. В. Минералогия палеопротерозойских даек долеритов северной части Карельского кратона	79
Капарулина Е. С. Характер распределения редкоземельных элементов в дифференцированном массиве Li-F гранитов	82
Климова Е. В. Экспериментальное изучение перераспределения лантаноидов при выветривании гранитоидов	84
Климова Е. В. Распределение редкоземельных элементов в глинистых отложениях пещер	86
Колотыгина М. Н. Палеопротерозойские базиты Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: петрогенезис и тектонические следствия	88
Коньшев А. А., Аксюк А. М. Расчет значений ΔG $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$ при 200-500 °С и 50-150 МПа по экспериментальным данным	91
Корпечков Д. И. Климовское корундовое проявление, Северная Карелия: некоторые петрографические особенности	94
Кургузова А. В. О возрасте метасадочных пород гонжинской серии (Амурский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических исследований	97
Лотина Т. А. Петролого-геохимические характеристики щелочно-ультраосновного меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня	101
Нестерова Н. С. Районирование восточной части Фенноскандинавского щита с использованием изотопного U-Pb возраста сфена	103
Ниткина Е. А. Изотопные возраста циркона из рудных и безрудных пород месторождения Малая Пана (Кольский пол-ов): новые U-Pb данные	105
Новоселов А. А. О причинах потери рудного вещества флюидом гидротермальных систем СОХ	109
Пименова Ю. Г. Морфологическая и геохимическая неоднородность цирконов из Кимозерских палеопротерозойских метакимберлитов	110
Серов П. А., Екимова Н. А. Определение РЗЭ в сульфидах и Sm-Nd датирование рудоносных пород мафит-ультрамафитовых интрузивов	114
Урманцева Л. Н. Палеопротерозойские метасадочные ассоциации Иркутного блока Шарыжалгайского выступа: состав, возраст, условия образования	118
Федерягина Е. Н. Петрогеохимические характеристики метасадочных пород палеопротерозойского возраста сарминской серии Прибайкалья	121
Щукина Е. В. Петрология мантийных перидотитов из кимберлитовой трубки им. В.Гриба (Архангельская алмазоносная провинция)	123

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Брисюк А. В. Минералого-геохимическая характеристика пегматитовой жилы Люмаки	129
Карпова А. М. Некоторые оптические и химические особенности лоренценита Хибинского и Ловозерского щелочных комплексов	131
Котова Е. Н. Электронно-микроскопическое исследование жильного кварца Приполярного Урала	135
Куратьева Н. В., Магарилл С. А., Борисов С. В., Первухина Н. В. Кристаллические структуры сфалеритоподобных ртутьсодержащих минералов: галхаита $[(\text{Cu}, \text{Zn})_{0.98}\text{Hg}_{4.83}\square_{0.18}](\text{Cs}_{0.71}\text{Ti}_{0.14}\square_{0.15})(\text{As}_{3.44}\text{Sb}_{0.56})\text{S}_{12}$, акташита $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$, швацита $\text{Cu}_{11.26}\text{Hg}_{0.75}\text{As}_{2.83}\text{Sb}_{1.17}\text{S}_{13}$ и особенности их структурообразования	137
Кургузова А. В. Минералого-геохимические особенности метаморфических пород участка Пестпакша (Кольский полуостров)	140
Полянский Р. В. Петрогенетическое значение слюд из пород Вознесенского рудного узла в Приморье	143

Сахань Д. В. Типохимизм колумбитов-танталитов из сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения	145
Степенищikov Д. Г. О реальных формах октаэдра	147
Чернятьева А. П., Кривовичев С. В., Спиридонова Д. В. Синтез и кристаллохимия новых фосфатов меди и цезия	148

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Дегтяр В. О. Комплекс геофизических методов при поисках металлов платиновой группы (МПП), связанных с малосульфидными медно-никелевыми месторождениями Кольского п-ова	155
Ермолин Е. Ю. Результаты электроразведочных работ методом сопротивлений на участке «Тетюгино»	156
Жирова А.М. Скоростная модель верхней части западного окончания Имандра-Варзугской структуры на основе сейсмических данных	159
Зайцев Г. Н., Кушнин А. Н. Связь проводящих структур с областью повышенной сейсмической активности в районе Днестровского водохранилища.	162
Мошников И.А. Влияние структурно-морфологических параметров шунгитовых пород на их радиоэкранирующие свойства	165
Рожков С. С., Тимофеева В. А., Соловьева А. Б. Влияние шунгитового наполнителя на структуру и электрофизические свойства композиции на основе смесей полипропилена и полиэтилена	167

ГЕОЭКОЛОГИЯ И МОНИТОРИНГ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Бочаров С. В. Проблемы экологической экспертизы в Российском законодательстве	175
Кравчишина М. Д. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре р. Северной Двины и его роль в переносе загрязнений	176
Крутских Н. В. Тяжелые металлы в почвах г. Петрозаводска	179
Маковозова З. Э. Геологические особенности среды как факторы риска на территории полиметаллических месторождений Горной Осетии	181
Минюк З. П. Преобразование загрязненных территорий в экологически безопасную систему методом фиторемедиации	182
Чмеренко А. В., Шевченко В. П., Савичев А. С., Политова Н. В. Геохимия кустистых эпифитных лишайников	185

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ГЕОЭКОЛОГИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ**

Материалы XX российской конференции молодых ученых,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца

*Печатается по решению Ученого совета
Учреждения Российской академии наук Института геологии
Карельского научного центра РАН*

Печатается в авторской редакции

Сдано в печать 25.09.09.
Формат 60x84¹/₈. Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 20,0. Усл. печ. л. 22,6. Тираж 200 экз.
Изд. № 55. Заказ 817

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50